

Kartering av stabiliteten i moränslänter och raviner

Litteraturinventering

Denna rapport ingår i Räddningsverkets serie av forsknings- och utvecklingsrapporter.
I serien ingår rapporter skrivna av såväl externa författare som av verkets anställda.
Rapporterna kan vara kunskapssammanställningar, idéskrifter eller av karaktären tillämpad forskning.
Rapporten redovisar inte alltid Räddningsverkets ståndpunkt i innehåll och förslag.



Kartering av stabiliteten i moränslänter och raviner

Litteraturinventering



CHALMERS



Förord

Skred och ras i moränslänter har kommit i fokus på ett annat sätt än tidigare genom intensiva regnperioder under de senaste åren. I flera fall har byggnader och anläggningar skadats. Räddningsverket har därför beslutat att en översiktlig karteringsmetod för stabilitetsbedömning i moränslänter skall utvecklas. Räddningsverket har givit Statens geotekniska institut, SGI, i uppdrag att tillsammans med Institutionen för geoteknik, Chalmers, utveckla en sådan metod. Som ett led i utvecklingsarbetet har en litteraturinventering beträffande metoder och faktorer genomförts. Den rikhaltiga litteraturen i ämnet medför att någon heltäckande inventering inte varit möjlig att genomföra. Den viktigaste skandinaviska litteraturen bedöms dock ha täckts in tämligen väl.

Eftersom stabilitet i långa moränsluttningar bedöms vara ett ökande intresse i samhället med tanke på framlagda prognoser om ökad nederbörd i Sverige publiceras denna litteraturinventering som ett led i att sprida kunskaperna om jordrörelser i moränslänter.

Rapporten har tagits fram av en arbetsgrupp bestående av Leif Viberg, SGI, projektledare, Jan Fallsvik, SGI, Karin Rankka, SGI, Göran Sällfors, Institutionen för geoteknik med grundläggning, Chalmers tekniska högskola, och Malin Gustafsson, Institutionen för geoteknik med grundläggning, Chalmers tekniska högskola. Jan Fallsvik har svarat för merparten av arbetet. Jan Lindgren, SGI, har svarat för redigering och layout.

Innehållsförteckning

Förord	3
Abstract	7
Sammanfattning	9
1 Syfte och bakgrund	11
1.1 Syfte	11
1.2 Bakgrund	12
1.3 Allmän litteraturöversikt	14
2 Typer av massrörelser i långa slänter	15
2.1 Definitioner och terminologi	15
2.2 Beskrivning av de olika massrörelserna	20
Allmänt	20
Skred och ras	20
Slamströmmar och störtfloder	24
3 Faktorer som inverkar på stabiliteten	29
3.1 Generella beskrivningar	29
3.2 Jordskred	33
Släntlutning	33
Skjuvhållfasthet	34
3.3 Slamströmmar	36
Exempel – Howe Sound	38
Dimensionerande slamström	39
4 Beräkningsmetoder	43
4.1 Jordskred	43
Vattenmättad jord	43
Icke vattenmättad jord – Negativa portryck	45
Överkonsoliderad jord – Kombinerad analys	45
4.2 Slamströmmar	47
5. Karteringsmetoder	52
5.1 Österrike	52
Allmänt	52
Beräkning av materialflöde	54
5.2 Exempel från Japan	55
Klassificering av slamströmmar	55
Konstruktion av riskzoner	56
5.3 Exempel från USA	59

5.4	Exempel – Åre, Mörviksåns avrinningsområde	59
	Beräkning enligt den österrikiska modellen, Hampel	59
	Beräkning enligt den japanska modellen, Ikeya	61
	Slutlig uppskattning	62
6	Litteratur	63
Bilaga 1	Morän	69
	Jordartsbeskrivning	69
	Exempel på slänter i morän	69
	- Sysslebäck	69
	- Åre	72
Bilaga 2	Geomorfologiska kartblad	73
	De geomorfologiska kartbladens syfte	73
	På kartbladen angivna former bildade genom sluttningsprocesser	74

Mapping of the stability of till slopes and gullies. A literature survey

Abstract

In recent years intensive rains have caused damaging landslides and erosion in Sweden preferably in slopes consisting of till. The Swedish Rescue Services Agency has therefore decided to develop a survey mapping method in order to estimate the stability of such slopes where built up areas may be threatened. The development work is carried out by Swedish Geotechnical Institute in cooperation with Department of Geotechnical Engineering at Chalmers University of Technology. As a part of the development work a literature survey has been carried out in order to get input for the development work. The inventory should be considered as samples from a very comprehensive literature. The Scandinavian literature, however, is supposed to be rather well covered.

Sammanfattning

Denna litteraturinventering är ett led i utveckling av en översiktlig karteringsmetod för bedömning av faran för olika typer av jordrörelser i långa slänter (sluttningar). Den rikhaltiga internationella litteraturen i ämnet medför att någon heltäckande inventering inte varit möjlig att genomföra. Den viktigaste skandinaviska litteraturen bedöms dock ha täckts in tämligen väl.

Jordrörelser i långa slänter (sluttningar) kan orsaka skador på människa och egendom. Intensiva regn och häftig snösmältning är vanliga orsaker till att jord kommer i rörelse och kan transporteras långa sträckor ned mot släntens lägre delar där människor och bebyggelse kan komma till skada. Olika typer av jordrörelser kan förekomma, t ex jordskred (landslides) och slamströmmar (debris flows). Vid extremt stora vattenflöden i sluttningar kan jordmaterial transporteras på ett våldsamt sätt i s k störtfloder (flash floods). Den vanligast förekommande jordarten i långa sluttningar är morän. Nedrasat material från bergsbranter, s k talusbildningar, är en annan geologisk bildning i långa sluttningar där jordrörelser kan uppstå. Talus är vanligt förekommande i fjällen, men förekommer sporadiskt även på sina håll i övriga Sverige.

Någon standardiserad terminologi finns inte för de olika företeelserna och språkbruket kan variera mellan olika länder. För vissa företeelser saknar svensk term. En sammanställning över olika termer och deras användning redovisas i rapporten. En klassificering av olika rörelsetyper med angivande av vissa geotekniska egenskaper redovisas av Costa (1984).

Till skillnad mot skred i de sedimentära jordarna lera och silt kan jordrörelser i långa sluttningar och speciellt i raviner upprepas i samma bana. Det förekommer att bebyggelse är lokaliserad till avlagringar från tidigare jordrörelser. Stora jordrörelser har långa återkomsttider - upp mot flera hundra år - och faran för nya rörelser kan därför lätt förbises vid lokalisering av byggnader och anläggningar.

Ett typiskt drag för jordrörelser i långa sluttningar är att flera skred och slamströmmar utlöses samtidigt i samband med intensiva regn.

Någon direkt användbar karteringsmetod för svenska förhållanden har inte påträffats. En god uppfattning om vilka faktorer som bör beaktas vid kartering av stabiliteten i långa sluttningar har dock erhållits. De viktigaste faktorerna är av topografisk, geologisk, hydrologisk och klimatologisk natur. I denna inventering har inte klimatfaktorer medtagits. Erfarenheter av tidigare jordrörelser är av mycket stor betydelse och utgör ett viktigt inslag i många karteringsmetoder. Av särskilt intresse är att man av avlagringarnas

former i flera fall kan avgöra vilken typ av jordrörelse som förekommit. Samma faktorer återkommer hos flera författare och en viss upprepning har inte kunnat undvikas.

Omfattande svenska (Rapp, 1960, och Nyberg, 1984) och norska undersökningar (Dahl & al, 1981) i den skandinaviska fjällkedjan utgör goda kunskapskällor för utveckling av en svensk karteringsmetod.

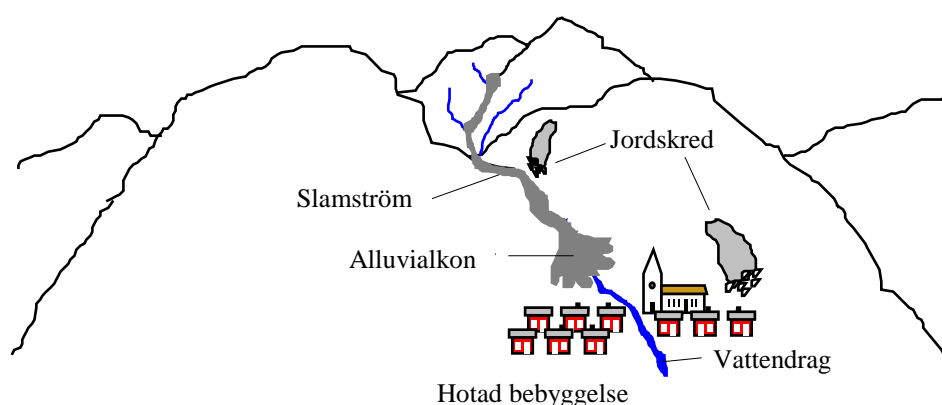
Överslagsmässiga beräkningar av stabiliteten kan göras som ett stöd för bedömning av stabiliteten. För jordskred finns etablerade beräkningsmetoder. Även för slamströmmar finns beräkningsmetoder, som dock bör användas med stor försiktighet innan tillräckliga erfarenheter för svenska förhållanden erhållits.

Nyckelord: karteringsmetod, släntstabilitet, jordskred, slamström, inverkan-
de faktorer, beräkningsmetoder, terminologi

1 Syfte och bakgrund

Syfte

Denna litteraturinventering är en del av ett projekt med syfte att utveckla en metod att kartlägga förutsättningar och bedöma faran för snabba massrörelser i långa moränslänter (inklusive raviner). Projektet utförs av Statens geotekniska institut och Institutionen för geoteknik, Chalmers tekniska högskola på uppdrag av Räddningsverket. Utvecklingsarbetet avser översiktlig kartering av förutsättningarna och bedömning av faran för snabba jordrörelser i moränslänter.



Slamströmmar och jordskred - principbild.

Med massrörelse (även jordrörelse) avses rörelse av jordmaterial inklusive sten och block – mer eller mindre uppblandat med vatten – nedför en sluttning. Transporten sker ofta i en bäckravin, men också i ”plan” sluttning. Med snabb rörelse menas att rörelser som krypning och rörelser framkallade av tjälning, inte beaktas. Då massrörelserna i långa moränslänter inte är begränsade till klassiska skred och ras utan även omfattar andra typer av massrörelser krävs en inventering av befintliga kunskaper och metoder.

En karteringsmodell för moränslänter skall i görlig mån anpassas till den befintliga karteringsmodellen för ler-, och siltlänter som Räddningsverket använder för den översiktliga undersökningen av stabiliteten i bebyggda områden (Fallsvik & al, 1996). I projektet ingår också att pröva om karteringsmodellen för moränslänter som skall tas fram kan tillföra något till den befintliga karteringsmodellen för ler- och siltlänter.

Bakgrund

Snabba jordrörelser som skred, ras, slamströmmar och störtfloder uppstår i branta och långa moränslänter, vanligen utlösta efter häftiga regn, vid snabb snösmältning eller vid tjällossning. Betecknande för dessa rörelser är att de vid extremt våta vädersituationer kan uppstå på flera ställen inom det drabbade området. Upp mot flera hundra slamströmmar utlösta vid ett och samma tillfälle har konstaterats i fjällvärlden (Rapp, 1960, och Nyberg, 1984).

Nuvarande svenska karteringsmodell, som används i Räddningsverkets översiktliga undersökning av stabilitetsförhållandena, gäller för skred och ras i de sedimentära jordarna lera och silt. Då emellertid snabba jordrörelser även inträffar i långa moränslänter (inklusive raviner) finns ett behov att kartera sådana slänter. Behovet har aktualiserats av skadliga jordrörelser i moränslänter i bl a Syslebäck och Åre.

Statens geotekniska institut (SGI) och Institutionen för Geoteknik, Chalmers tekniska högskola, CTH, har gemensamt tagit fram den modell som idag används av Räddningsverket för översiktlig kartering av ler-, silt- och sandslänter, (Fallsvik et al, 1996). Denna modell är uppdelad i två del-etapper: Etapp 1a, som visar förutsättningar för ras och skred och Etapp1b, som – efter överslagsberäkning och bedömning av stabiliteten – visar var detaljutredning erfordras för en noggrannare bestämning av säkerheten mot ras och skred.

Slamströmmar är mest förekommande i områden med stora höjdskillnader. I Sverige är det främst fjällen och fjällnära områden, som har sådana förutsättningar, men även i andra kuperade områden kan rörelser i moränslänter inträffa.

Slamströmmar är mycket vanliga i länder med starkt kuperad terräng. Sådana områden förekommer på många håll i världen, t ex i Norge, Alperna, Anderna, Mellanamerika, Japan, Kina och USA. I dessa och andra länder finns olika karteringsmodeller anpassade till de förutsättningar som råder i respektive område. Figur 1.1 visar ett exempel på en riskzonkarta som tagits fram för Ried im Zillertal i Tyrolen, Österrike.

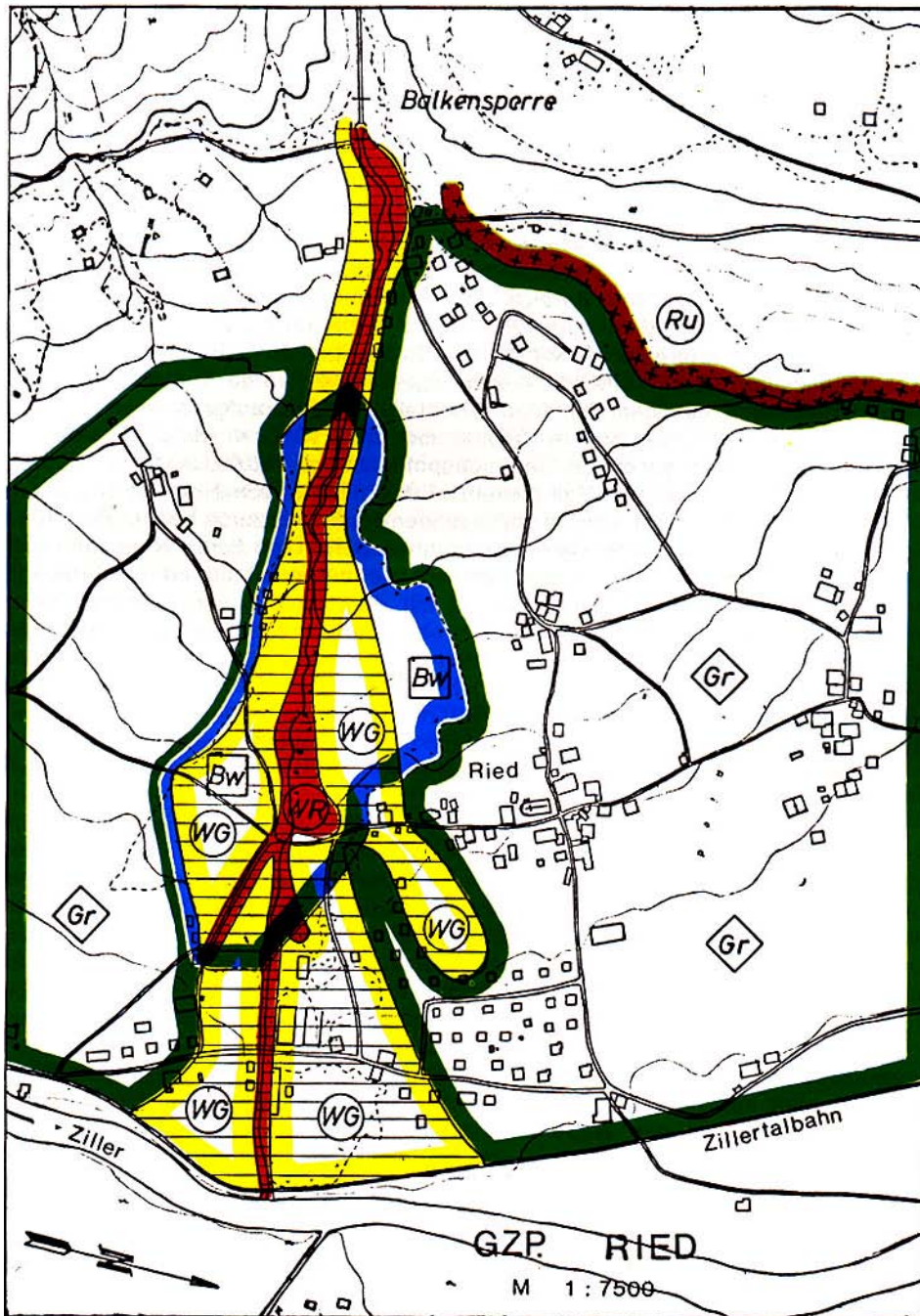


Abb. 178

Figur 1.1 Exempel på karteringsmodell. Riskzonkarta för Ried im Zillertal, Tyrolen, Österrike. Hochwasser und Lawinenschutz in Tirol (1975).

Zonernas betydelse:

Röd zon (WR): Stor risk för slamströmmar, förbud mot nybebyggelse.

Gul zon (WG): Risk för slamströmmar, nybebyggelse bör helst undvikas.

Grön zon (Gr): Ringa risk för slamströmmar eller skred, inga restriktioner ur stabilitetssynpunkt

Brun zon (Ru): Risk för skred och ras, förbud mot bebyggelse.

Blå zon (Bw): Annan restriktion (i detta fall skyddande skog).

Allmän litteraturöversikt

Den internationella litteraturen om snabba massrörelser i långa sluttningar är mycket omfattande. Den del av litteraturen som berör svenska och nordiska förhållanden är dock relativt begränsad. Huvuddelen av den nordiska litteraturen avser geomorfologiska undersökningar och analyser. Av de nordiska bör främst två svenska avhandlingar i naturgeografi (Rapp, 1960, och Nyberg, 1984) nämnas. Dessa studier, som kan betraktas som klassiska verk beträffande sluttningsprocesser i den svenska fjällvärlden, är av stort värde för denna utredning med avseende på kunskap om massrörelser i moränslänter och deras ytformer. En norsk undersökning av moränslänters stabilitet (Dahl & al, 1981), där flera tekniska egenskaper hos morän har undersökts i fält och laboratorium bör också nämnas. Dessa referenser behandlar dock inte karteringsmetoder utan utgör snarare ett gott underlag för utveckling av en sådan metod.

Omfattande forskning och utvecklingsarbeten har utförts i många länder med starkt kuperad topografi där snabba massrörelser orsakar stora skador med förluster i människoliv och byggnader. I denna litteraturinventering är förutom Sverige främst Japan, USA, Österrike och Norge representerade.

Författarna har inte funnit någon karteringsmetod som kan användas direkt för svenska förhållanden.

2 Typer av massrörelser i långa slänter

2.1 Definitioner och terminologi

Exogena processer är geologiska processer, som äger rum på jordytan eller i dess omedelbara närhet. Dessa processer medför att landskapet befinner sig i en ständig utveckling. Vissa processer sker mycket hastigt – jordskred, jordbävningar, vulkanutbrott – andra är mindre snabba men fullt märkbara även i ett kortare tidsperspektiv – flodernas erosion och ackumulation, vågornas verksamhet, dynbildning – andra åter är så långsamma att de inte kan iakttas utan noggranna observationer – vittringsprocesser, vattnets och vindens nötning på berggrunden, jordkrypning etc. (Sundborg, 1963).

Man kan indela de exogena processerna på följande sätt, (Sundborg, 1963):

- Vittring
- Massrörelser
- Erosion, transport och deposition genom:
 - Det rinnande vattnet
 - Vågorna
 - Vinden
 - Glaciärerna
- Biogen aktivitet, särskilt människans verksamhet

I denna utredning definieras massrörelse som all snabb transport av jordmaterial nedför en slänt. I begreppet massrörelse inkluderas således även vattentransport av fast material, dock begränsat till tillfälliga större – potentiellt skadliga – materialtransporter i samband med höga vattenflöden.

Långsamma processer som krypning och tjälrörelser inbegrips inte i denna utredning.

Definitioner av olika typer av massrörelser samt motsvarande termer på svenska, engelska, tyska och norska redovisas i Tabell 2.1a.

Ytterligare termer redovisas i Tabell 2.1b.

Observera, att en term kan användas för olika företeelser. Språkbruket varierar även mellan länder. Även mellan olika vetenskaper kan skillnader i termbruk finnas. För vissa företeelser saknas svensk term.

Bl a framgår av tabellen att begreppet ”torrent” används olika i Österrike jämfört med engelskt språkbruk. I Österrike avser begreppet ”Torrent” (och

Tabell 2.1 a Termer och beskrivning av olika typer av massrörelser i långa moränslätter.

SVENSKA	ENGELSKA	TYSKA	NORSKA	BESKRIVNING
Skred	Landslide(allmänt) Slide Slip Slump	Rutschung	Skred	Jordmassa som kommer i rörelse, och vars beståndsdelar under rörelsen till en början är sammanhängande Enligt Rapp (1960): Snabb massrörelse över en eller flera glidplan ofta kombinerade med ett visst inslag av flytning och rotation. Massan håller ihop.
Ras	Landslide Flow		Ras	Beståndsdelar i massan (block, stenar, sandkorn etc.) rör sig individuellt i förhållande till varandra, dvs faller helt fritt, studsar, rullar eller glider nedför slänten mer eller mindre oberoende av varandra.
Jordlavin	Earth flow Debris avalanch			Vanligen hastig och omfattande rörelse av jordmassa
Rörelser i skred- och rasmassor efter initialskred?	Earth flow			Långsam och begränsad rörelse i ras- och skredmassor (kan utvecklas till jordlavin eller slamström)
Slamström	Debris flow Mudflow (vanligen stor andel finjord) Torrent	Mure Murgang	Masseström Flomskred	Långsam till mycket hastig rörelse av blandning av jord och vatten, vars konsistens liknats vid tjock välling och våt cement Tyngdkraftsinducerad (gravity induced) massrörelse mellan skred (landslide) och stort-flod (flash flood) med andra mekaniska egenskaper än dessa processer (Johnson, 1970)
				Slamström är en form av snabb massrörelse av en massa med granulärt material, vatten och luft (Varnes, 1978)
				Flödesegenskaper varierar med vatten- och lerhalt, korrfördelning och sorteringsgrad (Costa, 1984)

Snabb flytande massrörelse, vanligen bestående av våt blandning av finkornig jord, sten och block. Förekommer t ex på fjällsluttningar i kombination med ravinerosion, rännilerosion, yterrosion, som här betraktas som fluviala processer (Rapp, 1960).

Bottenerosion partikelvis	Bed load transport	Lossstagning och transport av enskilda partiklar
Erosion av bottenlager	Sediment gravity movement (Takahashi, 1981)	Lossstagning och transport av lagret närmast botten med fritt vatten ovanför (Takahashi, 1981)
Störflood med högt materialinnehåll	Mud flood (även hyperconcentrated flow)	Störflood med stor mängd fin- och grovkornigt material där vatteninnehållet är så stort att vatten och fastmaterial är separerade (Costa, 1984)
Störflood	Water flood (även mud flood, water flow, flash flood, clear water flood)	Störflood (water flood) är ett turbulent vattenflöde som transporterar relativt små mängder fastmaterial. Det fasta materialet skiljs från vattnet vid avlagring (Costa, 1984)
Jordlavin	Earth flow Debris avalanch	Vanligen hastig och omfattande massrörelse

Tabell 2.1 b Exempel på övriga termer.

SVENSKA	ENGELSKA	TYSKA	NORSKA	BESKRIVNING
Lösmassor	Debris		Løsmasser	
Avrinningsområde Avbördningsområde	Drainage basin Catchment area	Torrent Wildbach	Nedbørsfelt	
Område för initialskred/ras Erosionsområde			Løsneområde Erosjonsområde	
Transportområde Transportsträcka Skredloppet			Skredløpet	
Deponeringsområde Sedimentationsområde			Utløpsområde Sedimentasjonsområde	
Alluvialkon	Alluvial fan		Vifte	
Skredtungor			Skredtungor	
Bäckfåra	River bed	Bachbett	Bekkeløp	

även Wildbach) ett avrinningsområde (dvs ett geografiskt område) i alpin terräng, medan begreppet ”slamström” som på engelska benämns ”torrent” eller ”debris flow” i Österrike benämns ”Mure” eller ”Murgang”.

Enligt Hooke (1967) är skillnaden mellan slamström och störtflod (water flood, flash flood, mud flood) att störtfloden lätt kan ändra sin sedimentlast genom avlagring och erosion medan slamströmmar endast kan avlagra de grövsta fraktionerna. En slamström kan alltså inte förvandlas till störtflod eller normalt vattenflöde genom avlagring.

Costa (1984) redovisar en klassificering av kanaliserade jord-vattenflöden, Tabell 2.2.

Tabell 2.2 Klassificering av slamström och störtflod enligt Costa (1984). Av särskilt intresse är att de olika typerna kan särskiljas genom sina avlagringsformer.

FLÖDESTYP	VIKTANDEL AV FAST MATERIAL %	DENSITET t/m ³	HÅLL-FASTHET kPa	AVLAGRING OCH YTFORMER
Störtflod Water flood	1-40	1,01-1,3	< 0,01	Sorterade lager och ryggar
Störtflod med högt materialinnehåll Mud flood	40-70	1,3-1,8	~0,01-0,02	Dålig sortering, svag skiktning och ingen skarp avslutning
Slamström Debris flow	70-90	1,8-2,6	> 0,02	Levéer och lobar med mycket dåligt sorterat material

Enligt Costa kan alla typerna av flöden enligt Tabell 2.2 förekomma i en enskild bäckravin. Även vid ett och samma flödestillfälle kan olika typer förekomma vid olika tider.

Övergången från störtflod till slamström sker snabbt. I fält är avlagringsformerna från de två faserna distinkta och ger god vägledning för utvärdering av vilka processer som ägt rum.

Några ytterligare beskrivningar av massrörelsetyper baserat på Sandersen (1998) av begreppen skred och slamström följer nedan.

Jordskred respektive slamströmmar är två typer av snabba massrörelser, som kan inträffa i moränslänter (Sandersen, 1998). Massorna består i båda fallen av en blandning av lösa moränmassor och vatten.

Jordskred har inte vanligtvis några bestämda skredbanor som de återkommande brukar följa. Slamströmmar däremot ”kanaliseras” ofta efter bestämda skredbanor nedför bergsidan. Sådana banor utgörs ofta av bäckraviner.

- Jordskred
 - Utlöses i branta moränslänter (i såväl huvudslänten som i sidoslänter till bäckraviner)
 - Relativt lågt vatteninnehåll
- Slamströmmar
 - Följer vattendrag / raviner
 - Högt vatteninnehåll

Såväl slamströmmar som jordskred utlöses i många fall vid hög nederbörd eller vid snabb snösmältning.

Slamströmmar (norska flomskred, ”översvämningsskred” i direktöversättning) definieras som en snabb massrörelse i vilken lösmassor och vatten kan ingå i olika mängdförhållanden. Denna typ av skred startar som regel i branta, moräntäckta berg- och fjällsidor vid intensiva regn eller stark snösmältning. Skredmassorna följer gärna existerande bäckfåror ned mot dalbotten med ställvis kraftig erosion i jordlagret, ofta ända ned till berggrunden. Där terrängen flackar ut ned mot dalbotten flyter skredmassorna ut och bildar solfjäder- eller tungformade avsättningar (Sandersen, 1988).

2.2 Beskrivning av de olika massrörelserna

Allmänt

I detta avsnitt beskrivs de olika massrörelsetyperna med avseende på händelseförlopp, mekanismer och egenskaper i terrängen hos den transporterade massan.

Skred och ras

Dahl et al (1981) har undersökt 14 områden i Norge med moränras. Undersökningen har omfattat såväl fält- som laboratorieundersökningar. Det är så vitt känt den mest omfattande geologisk-geotekniska undersökningen i Norden av moränslänters stabilitet.

Den viktigaste utlösande orsaken är temporär uppblötning av jorden närmast markytan.

Dahl et al fann inga skillnader i kornstorleksfördelningen med djupet. Volymvikten i rotzonen (0,5 – 1 m djup) är oftast mycket låg (1,2 – 1,8 t/m³), men ökar som regel därunder till 2 t/m³ på 1,5 – 2 m djup.

Genom infiltrations- och avrinningsförsök i fält har man funnit att avrinningen sker snabbt i rotzonen och det är denna zon som först blir vattenmättad vid släntfoten eller vid utfläckningar i slänten högre upp. Vattenmättnadszonen utvidgas sedan från släntfoten och upp längs slänten.

De viktigaste direkta utlösningssakerna enligt Dahl et al är:

1. Strömkrafter i den snabba vattenströmningen i rotzonen som övervinner rötternas och det ytliga torvlagrets bindningar. Dahl et al anser, att detta inte är möjligt att beräkna med geotekniska metoder eftersom det inte rör sig om statiska portryck.
2. Lokalt höga portryck på grund av vattenförande sand- och gruslager i moränen.
3. Plötsliga stötbelastningar på grund av ras eller fallande block.

De viktigaste faktorerna för värdering av stabiliteten anser Dahl et al vara

- A. Frekvensen av perioder med riklig nederbörd.
- B. Den lokala topografin, t ex bergslänter ovanför moränslänter, marksänkor eller andra möjligheter till koncentration av vattenmassor
- C. Vegetations- och fuktighetsförhållanden som indikerar vattenkoncentrationer och uppblötningar av jordens ytlager
- D. Små källor eller vattenläckage på grund av permeabla skikt i tätare morän, spricksystem i berggrunden eller grundvattenströmmar mellan jordlagret och bergytan.
- E. Spår efter tidigare massrörelser i området.

Enligt Dahl & al är dränering det enda säkra sättet att stabilisera slänter med morän och andra liknande jordarter.

Dahl et al anser, att variationer mellan olika raslokaler gör det svårt att ställa upp en generell beskrivning av rasförloppet. Det finns emellertid vissa gemensamma drag mellan de flesta av de undersökta rasen.

1. Rasen inträffar kort tid efter tillförsel av stora vattenmängder. Ofta inträffar ras inom några timmar efter kraftigt regn.
2. Rasutvecklingen sker snabbt och kontinuerligt. Enligt ögonvittnen kommer nya massor efter den första massrörelsen, dock med väsentlig mindre volym.
3. Rasmaterialet tycks snabbt övergå i en suspension av jord och vatten och dess hastighet kan vara mycket stor.

En kombination av flera faktorer är en förutsättning för att uppblötning skall leda till ras. Dahl nämner följande faktorer som kan inverka såväl positivt som negativt på stabiliteten:

Materialegenskaper

- Kornfördelning
- Lagerföljd (stratigrafi)
- Hållfasthet
- Sprickor

Vegetation

- Rötters mekaniska förstärkning (rotzonen är ca 50–70 cm på de undersökta raslokalerna)
- Ras i skogsmark vid lutningar $> 30\text{--}33^\circ$ och i gräsmark $> 25\text{--}27^\circ$.
- Belastning av skog
 - 2,4 kPa enligt Bishop & Stevens (1964), motsvarande 15–20 cm jord. Inverkan på stabiliteten anses vara försumbar.
- Inverkan av vind och rotrörelser
 - Inverkan på stabiliteten anses vara försumbar.
- Inverkan på jordfuktighet och portryck
 - Skog suger upp vatten från jorden och vattenmättnad och uppblötning uppnås senare än i icke skogbevuxen mark med alla andra faktorer lika.
 - Exempel på ökad frekvens av ras efter kalhuggning i Alaska, trots lägre regnintensitet, tros bero på förlusten av rötternas mekaniska verkan, Bishop & Stevens (1964).

Morfologi

- Kala fjällsidor
 - Samlar vatten över stora ytor och nedanförliggande morän blir uppblötta.
- Sänkor i moränmark
 - Koncentrerar vatten. Ras återfinns emellertid i sidorna till försänkningen och inte i botten. Förekommer långsträckta försänkningar följer rasmassorna dessa och slamströmmar kan uppstå.
- Spår efter tidigare ras
 - Yngre ras och ras ovan trädgränsen är lätta att upptäcka. Lokalbefolkningen är en viktig informationskälla.
- Mänskliga ingrepp
 - Vägtrummor, vattenledningar, dåligt dränerade vägar, vägskärningar, markdränering

Tjäle

Klimat

- Nederbördens intensitet
- Nederbördens varaktighet
- Normalnederbörd
- Vindriktning

Skred i moränslänter har vanligen börjat i samband med perioder med temporärt hög vattentillförsel. Skreden börjar som en glidning i de översta jordlagren, som av en eller annan anledning har blivit mera vattenmättad än de underliggande jordlagren, (Dahl, 1984).



Figur 2.1 Moränskred i Sysseleback, Värmland. Foto: Jan Fallsvik, SGI.

Permeabiliteten i siltiga och leriga moräner är låg till mycket låg. I slänter med dessa täta moräner strömmar därför inte grundvattnet genom por-systemet utan huvudsakligen genom befintliga jordsprickor och kanaler. Detta innebär i realiteten, att det huvudsakliga grundvattenflödet sker genom det översta jordlagret, den 0,5 – 0,6 m tjocka rotzonen, som är tätast genomkorsad av kanaler som bildats av växternas rötter, (Berg, 1984).

Uppkomsten av jordskred i moränslänter i samband med kraftigt regn verkar vara klart beroende av den minskade permeabiliteten under rotzonen, dvs på djup mellan 0,5 till 0,6 m. På detta djup bromsas det perkolerande regnvattnet märkbart. Eftersom det översta moränlagret på detta sätt får ta emot större delen av regnvattenmängderna, blir detta vattenmättat medan underliggande moränlager inte vattenmättas i samma utsträckning. Ur stabilitetssynpunkt får det översta jordlagret en kritisk genomblötning och minskning av moränens skjuvhållfasthet (Berg, 1984).

I en slänts nedre delar kan skred utlösas genom s k hydraulisk lyftning (Dahl, 1984). Nedför slänten är vattenflödet kraftigt genom rotzonen och i eventuella permeabla sand- eller siltlager. Vid släntfoten eller i släntavsnitt med mindre lutning kan portrycket bli så stort att hydraulisk lyftning uppstår varmed jordmassorna börjar röra sig.

Vid hydraulisk lyftning blir grundvattnets tryck (portrycket) så högt i ett jordavsnitt att hela jordmassan ovanför lyfts. Detta medför i sin tur massorna i slänten ovanför brottstället delvis förlorar sitt stöd så att även dessa börjar glida, och på grund av ökad belastning kan även massorna nedanför brottstället komma i rörelse.

Om jordens skjuvhållfasthet minskar så att den blir mindre än skjuvpåkänningen längs en glidyta uppstår skjuvbrott. Vanligtvis inträffar detta i moränslänter vid portrycksökningar i samband med stor nederbörd eller stor vattentillrinning. detta är välkänt fenomen som påtalas av de flesta författare, t ex Sandersen, 1988.

I bergsterräng kan skred i moränslänter även utlösas av nedrasande block eller av bergras. I dessa fall startar skreden högt upp, dvs i släntens övre del.

Slamströmmar och störtfloder

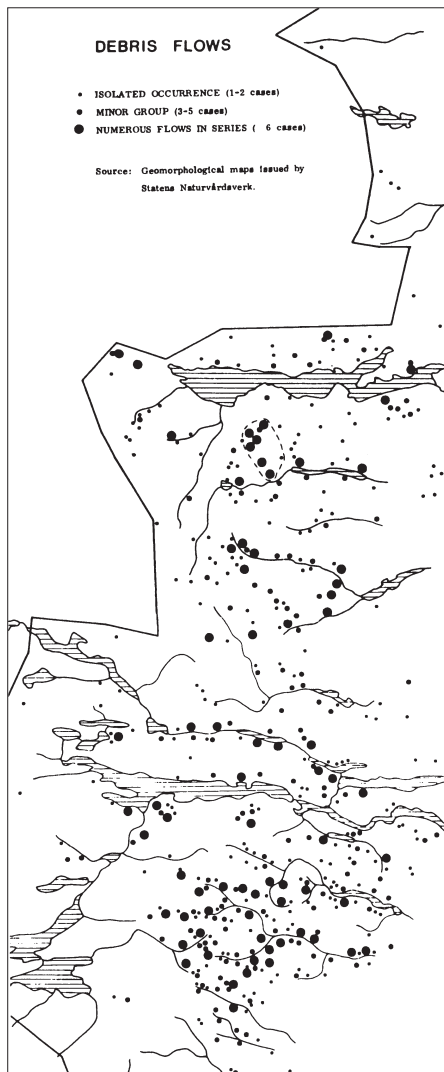
Förutom egentliga jordskred och jordras inträffar i långa sluttningar (exempelvis i den skandinaviska fjällkedjan och i Alperna) även slamströmmar. Figur 2.2 visar inträffade slamströmmar i norra Lapplands fjälltrakter, (Nyberg, 1985).

Slamströmmar har även förekommit i områden utanför den egentliga fjällkedjan – exempelvis i Klarälvsdalens norra del. Indicier på inträffade slamströmmar finns exempelvis även på Söderåsens sluttningar i Skåne, (Nyberg, 1985) och (Rapp, 1984).

Slamströmmar är snabba massrörelser nedför slänter och följer vanligtvis de bäckfåror och -raviner, som bildats längs de vattendrag som avvattnar slänterna (Wilén et al, 2000).

En slamströms storlek och intensitet styrs av släntens höjd och längd samt bäckfårans lutning (gradient), vattenföringen i vattendraget och tillgången till löst jordmaterial längs bäckravinerna. Intervallet mellan två slamströmmar längs samma vattendrag varierar. Vanligen är intervallet 50 till 100 år, (Wilén et al, 2000).

Lösmaterial från skred eller ras som inträffar längs bergssidorna ansamlas längs bäckravinerna. Vid kraftiga regn eller vid intensiv snösmältning strömmar mycket vatten längs bäckravinerna. Vid särskilt stora flöden medför vattnets eroderande verkan att de lösmassor, som ansamlats längs bäckravinerna lossnar, blandas med vattnet och försar nedför bäckravinerna. Ravinens längslutning och den stora höjdskillnaden ger blandningen av lösmassor och vatten stor rörelseenergi. Trädstammar och andra vegetationsrester dras också med på grund av det våldsamma flödets eroderande verkan.



Figur 2.2 Inträffade slamströmmar i norra Lapplands fjälltrakter, från Nyberg (1985).

Resultatet blir en slamström, som med en hastighet av upp mot 50 – 100 km/h, drar fram genom bäckravinen ned mot nedanförliggande dal. När den nedanförliggande dalen är bebodd eller om slamströmmen når vattenkraftsanläggningar, vägar, järnvägar eller skidanläggningar kan stora skador uppstå.

Följande benämningar kan användas för de olika delarna av en slamströms lopp, Sandersen (1988):

- Utlösningssområde (erosionsområde, släppområde, no. lösneområde)
- Skredlopp (huvudsakligen transport, men också en del erosion och sedimentation)
- Ackumulationsområde (utloppsområde, sedimentationsområde)

Med erfarenhet av fältobservationer som har gjorts av slamströmmar i Norge, har man funnit det naturligt att dela in slamströmmarna i två typer med hänsyn till de processer som leder till att skred utlöses, Sandersen (1988):

1. Slamströmmar, som utlöses i en bäckfåra som följd av kraftig erosion och stor sedimenttransport vid stormfloder och översvämningar. Krafter från det rinnande vattnet (och eventuellt även från i vattnet uppslammat sediment) påverkar bäckens bottenmaterial så att skred utlöses (stor fluvial erosion).
2. Slamströmmar, som utlöses efter att lösmassorna från ett skred i en sidoslänt fyllt en bäckfåra så att denna dämms upp. Avgörande för skredutlösningen är lösmassorna, som dämmer upp bäckfåran.

Bertilsson och Persson (1995) ger följande beskrivning av slamströmmar: Okonsoliderat och vattenmättat finjordsrikt lösmaterial, som av olika anledningar kommer i rörelse utför en sluttning, kallas för slamström. När detta material blir fullständigt blandat med vatten strömmar den som en trögflytande massa. Denna massa utgörs till största delen av lera och vatten men består även av annat fint material som finsand och silt. Beroende av en slamströms viskositet varierar dess hastighet, vilken tillsammans med massans sammansättning och markens lutning gör att strömmen uppträder på olika sätt. Ibland plockar den leriga massan upp löst sediment och stenblock på sin väg utför sluttningen. Om slamströmmen då passerar ett smalt parti i ett vattendrag kan en fördämning bildas av det strömmande materialet. Denna fördämning förflyttar sig långsamt nedströms och håller tillbaka materialet uppströms. Detta kan orsaka översvämningar ovanför fördämningen och kan även senare leda till översvämningar nedströms då fördämningen bryts. En slamström kan också vara täckt av ett ickeflytande jordmaterial som följer med den underliggande strömmande massan.

Orsaken till att slamströmmar uppstår kan vara extrema nederbörds mängder eller plötslig tjällossning, vilket leder till att jorden blir helt mättad på vatten och sedan övergår i flytande form. Som nämnts ovan kan slamströmmar ofta bli en följd av skred av olika slag. När porvattnet strömmar ut ur jordmassan i en slamström tar friktionskraften över genom kontakten mellan jordpartiklarna. Detta leder till att strömmen avtar och att materialet så småningom avsätts. Avsättningen av materialets främre del har ofta en solfjäder- eller tungliknande form (Bertilsson och Persson, 1995).

En vanlig uppfattning är att slamströmmar vid häftiga regn eller kraftig snösmältning utlöses av skred eller ras i sluttningens övre del. Skred- och rasmassorna blandas sedan upp med vatten till en flytande massa, som sedan rör sig nedför sluttningen vanligen i befintlig bäckfåra, men också i mer plan terräng (t ex Rapp, 1960).

Enligt Sandersen (1998) är det vanligt att slamströmmar utlöses av ett skred längs en sidosluttning till en bäckkrav. Lösmassorna från skredet dämmer upp bäcken. Vid en viss dämningnivå brister fördämningen och en slamström utlöses.



*Figur 2.3 Skred i sidoslänt till
bäckravin – Syslebäck,
Värmland.
Foto: Jan Fallsvik, SGI.*

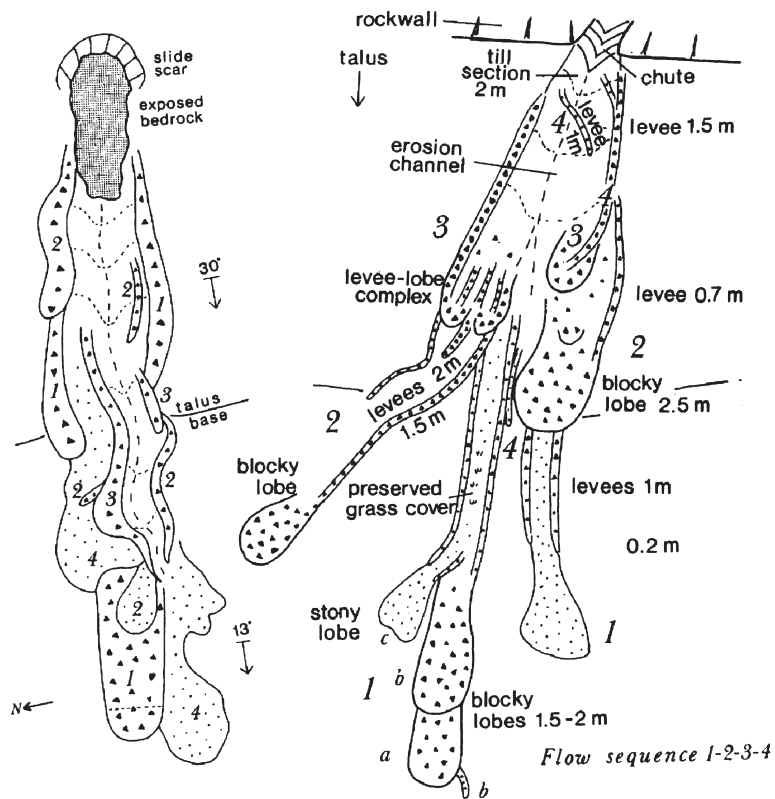
Slamströmmar förekommer ofta i pulser. Efter första massrörelsen kommer ofta efterföljande rörelser med mindre volymer (Dahl & al, 1981).

Efterföljande jordrörelser kan förekomma timmar eller dagar efter den första slamströmmen. Dahl & al (1981) rapporterar om ett fall där jordrörelser pågick i några timmar.

Johnson (1970) rapporterar om slamströmmar som kom med 10–20 min intervall i en ravin i Wrightwood, Kalifornien. En slamhaltig bäck någon dm djup och ca en meter bred blev successivt djupare och alltmer sedimentrik. Därefter hördes ett mullrande och vattenföringen minskade till en rännil, sannolikt beroende på att slamströmmen temporärt fastnat i någon trång sektion. Plötsligt kom slamströmmen med en blockfront som åstadkom ett högt oväsen. Blockhalten minskade successivt bakom fronten. Delen som innehöll block kunde vara ca 100 m lång. Vattenhalten ökade successivt i takt med att sedimentet blev finkornigare och vattendraget återtog så småningom sin normala vattenföring. Processen upprepades. Orsaken till massrörelsen var intensiv snösmältning som producerade slamströmmar under tio dagar.

Där terrängen blir flackare vid bergets eller släntens fot, lämnar ofta slamströmmarna solfjäderformade avlagringar (engelska 'alluvial fans', norska 'vifter'). Dessa avlagringar är uppbyggda av lösmassor – det material som följt med vattendragen – antingen vid slamströmmar eller som botten-transport längs bäckflödet under relativt sett lugnare situationer. Processen har pågått sedan istidens slut. Vid slamströmssituationer händer det att vattendragen finner nya lopp över alluvialavlagringarna.

Nyberg (1984) redovisar hur slamströmsavlagringar i Nissunvagge har avlagrats i flera omgångar i en sluttning, Figur 2.4.



Figur 2.4 Illustration av successiva slamströmsavlagringar 1-4 för två slamströmmar. Från Nyberg (1985), FIG 4.21

3 Faktorer som inverkar på stabiliteten

3.1 Generella beskrivningar

Flera författare anger ett antal faktorer som inverkar på stabilitetsbedömningar i långa moränslänter.

Baserat på Sandersen (1998) och Bonnet-Staub (1999) kan följande sammanställning göras av vilka faktorer som bör beaktas:

SKRED

- Släntlutningen ($> 35^\circ$)
- Moräntäckets sammansättning
- Hydrologiska förhållanden (vattentillgång)
- Väderstreck vilket slänten vetter mot
- Skredmassornas räckvidd
 - Terrängprofil
 - Kanaliseringsgrad
 - Vatteninnehåll
 - Volym
- Skredtillfälle
 - Krafiga regn
 - Kraftig snösmältning
 - Lufttemperatur
 - Luftfuktighet
 - Vindstyrka
 - Solinstrålning
 - Albedo
 - Mänskliga ingrepp

SLAMSTRÖMMAR

- Förekomst av bäckraviner i slänten
- Lutningsförhållanden
 - Släntens lutning
 - Bäckfårornas längslutning
 - Lutning hos bäckfårornas sidoslänter
- Lösmasseförhållanden (sedimenttillgänglighet)
 - Ostabila sidoslänter till bäckraviner

- Hydrologiska förhållanden
 - Dräneringsförhållanden/avrinningsområden
 - Responstid
- Klimatförhållanden
- Förekomst av solfjäderformade avsättningar vid släntfot
- Skrivna och muntliga källor
- Skredtillfälle
 - Krafiga regn
 - Kraftig snösmältning
 - Lufttemperatur
 - Luftfuktighet
 - Vindstyrka
 - Solinstrålning
 - Albedo
 - Mänskliga ingrepp

Enligt Dahl (1984) har de talrika norska skreden i morän och liknande jordmaterial påverkats av följande ”yttre” respektive ”inre” faktorer:

A) YTTRE FAKTORER

1) *Nederbörd och vattentillrinning*

Nederbörds- och tillrinningsförhållandena påverkas av topografin exempelvis av depressioner med stor snöackumulation samt möjligheter för koncentrerad vattentransport från övre delen av slänten

2) *Den lokala topografin*

Där skred har inträffat i moränslänter har släntlutningen varierat mellan 25 och 40°.

3) *Vegetation*

Vegetationen i slänten minskar ytavrinningen och ökar infiltrationen. Dessutom är rotzonen mycket mera porös än underliggande jordlager. Vegetations- och fuktighetsförhållandena i slänten kan påvisa lägen för tillfälligt höga vattenkoncentrationer i jordlagret närmast markytan.

4) *Tjälningförhållanden*

När jorden tjälas blir skrymdensiteten något lägre i jordlagren precis under markytan, men upptiningen av de frusna lagren spelar sällan någon större roll vid utlösande av skred.

B) INRE FAKTORER

1) *Kornstorleksfördelning*

I en morän varierar vanligtvis inte kornstorleksfördelningen mot djupet, om man undantar rotzonen. Kornstorleksfördelningen varierar dock mycket mellan olika lokaler.

2) *Mineralsammansättning*

Särskilt är mineralsammansättningen för de minsta fraktionerna väsentlig. (Författaren anger inte på vad sätt.)

3) *Skrymdensitet, porositet och permeabilitet*

Moränens skrymdensitet, porositet och permeabilitet är mycket viktiga faktorer. In-situ är skrymdensiteten för rotzonen mycket låg, men under rotzonen ökar skrymdensiteten konstant ned till 1,5 – 2 m.

4) *Friktionsvinkel och kohesionskrafter*

Vid hydraulisk lyftning försvinner jordens hållfasthet helt. Vid liquefaction minskas anliggningstrycken mellan jordpartiklarna drastiskt.

5) *Fördelning av sprick- och kanalsystem i moränmassorna*

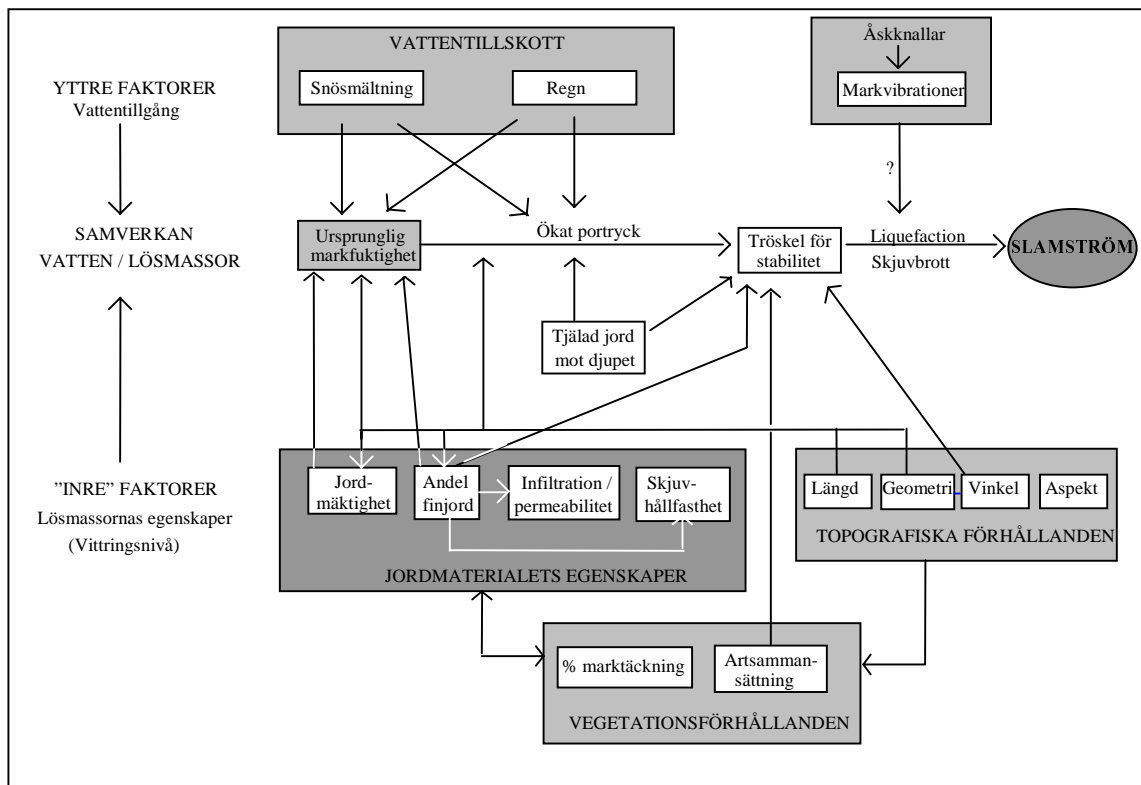
Sprick- och kanalsystem och permeabla sand- och gruslager är ganska vanliga i morän och är mycket viktiga för dräneringen av jordmassorna och för uppkomsten av begränsade områden i slänten med höga portryck.

6) *Förekomst av sand- och gruslager i moränen*

Mindre källflöden kan påvisa lokalt höga porvattentryck på grund av permeabla grus/sandskikt i moränlagren eller grundvattenströmmar mellan moränen och underliggande bergyta. (Se även punkt 5) ovan)

Såväl inre som yttre faktorer påverkar således utlösningen av en slamström. De inre faktorerna utgörs av jordens hållfasthetsegenskaper och släntens respektive den potentiella glidytns geometri. Den påverkan som den potentiella glidytn utsätts för utgör de yttre faktorerna. Den komplexa samverkan som råder mellan dessa faktorer illustreras schematiskt i Figur 3.1, (efter Nyberg, 1985). Vidare visar figuren snarare utlösningen av det initialskred eller -ras som sedan kan ge upphov till en slamström än utlösningen av själva slamströmmen.

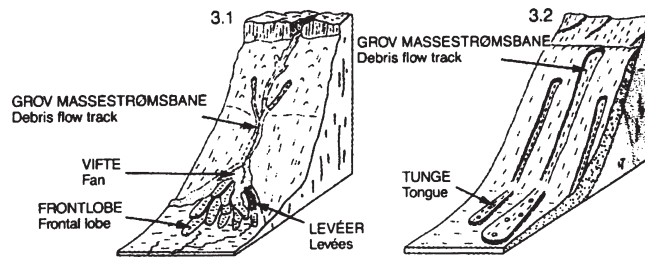
Den utlösande händelsen för en slamström är ofta skred, ras eller blocknedfall från högre belägen terräng. Vattentillskott till jordlagren inom en potentiell brottzon är av största betydelse för att skred eller ras skall inträffa och därmed utlösa en slamström. Den yttre faktorn ”stor nederbörd” har därför en överskuggande betydelse, (Nyberg, 1985).



Figur 3-1 Samspel mellan olika faktorer vid initiering av slamströmmar, efter Nyberg (1985) Fig.4.1. Nedre nivån i diagrammet visar släntens och jordlagrens egenskaper. Den övre nivån visar belastning från omgivningen. I diagrammets mellersta nivå illustreras hur faktorerna i de andra nivåerna i diagrammet förändrar portrycksförhållandena och släntens stabilitet.

En grov slamström är enligt Blikra et al (1989) en snabb massrörelse av block, sten, och grus blandat med finare jordarter som flyter i en lobformad massa. En grov slamström utlöses ofta av ett intensivt regnväder, som inträffar efter en period då jorden redan är kraftigt uppblött. Slamströmmen börjar ofta som en utglidning av massor i slänter, vars lutning är mellan 25 och 40°, och blir alltmer en blockdominerad längre ner i slänten efterhand som vattentillgången ökar. Spår, som bildas av grova slamströmmar kan vara av två slag, Figur 3.2.

Enligt Nyberg (1985) kan slamströmmar uppkomma på slänter med en lutning större än 20°, som är täckta med lösmaterial bestående av finkornig morän eller finkornigt vittringsmaterial. Särskilt känsliga är slänter där vatten ställvis kan koncentreras i ytliga jordlager.



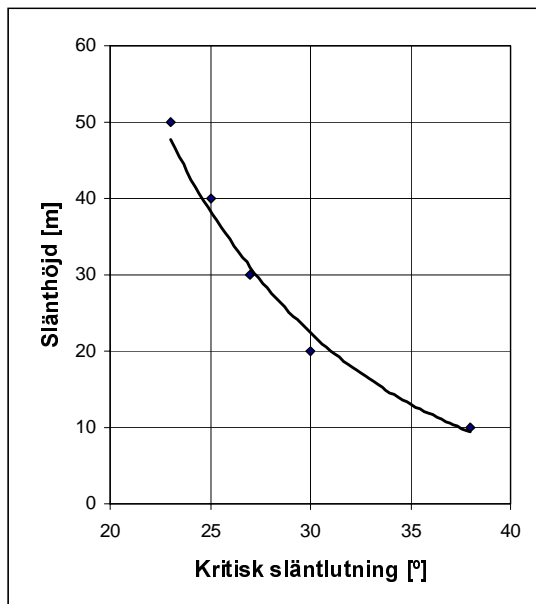
Figur 3.2 Spår efter grova masströmmar, enligt Bilkra et al (1989).
(Modifierad efter Rapp & Nyberg, 1981)

3.2 Jordskred

Slänthlutning

Erfarenhetsmässigt kan enligt Sandersen (1998) jordskred uppstå (den kritiska slänthlutningen) om slänthlutningen överskrider 35° . Dahl (1984) däremot anger ett intervall - jordskred kan inträffa vid gradienter mellan 25 och 40° .

Enligt Chandler (1984) och även Trenter (1998) beror den kritiska slänthlutningen för några moränslänter i East England av slänthöjden. För exempelvis en morän med förhållandena $c' = 10$ kPa, $\phi' = 35^\circ$ och $r_u = 0,4$ ¹⁾ varierar den kritiska slänthlutningen enligt Figur 3.3 (se även Figur 3.4). Moränerna i dessa fall tillhör kategorin lermorän med egenskaper jämförbara med styv, lågplastisk lera.

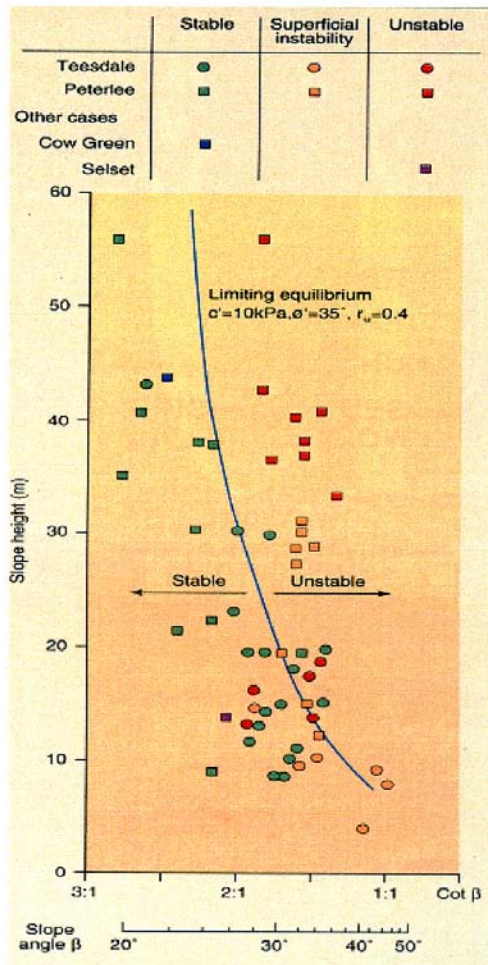


$$1) r_u = \frac{u}{\rho g K} \quad (\text{pore-pressure ratio})$$

där u = portryck [kPa]
 ρ = jordens densitet [ton/m³]
 h = glidyans djup (vertikala) under markytan [m]

Slänthöjd	Kritisk slänthlutning
10 m	38°
20 m	30°
30 m	27°
40 m	25°
50 m	23°

Figur 3.3 Slänthlutning vid vilken jordskred kan uppstå i slänter i lermorän vid olika slänthöjder. $c' = 10$ kPa, $\phi' = 35^\circ$ och $r_u = 0,4$.
(efter Chandler, 1984)



Figur 3.4 Naturliga slänters stabilitet i nordöstra England, (efter Chandler, 1984).

Skjuvhållfasthet

Texten i detta avsnitt är i sin helhet hämtad från Larsson (2000).

För lermorän bör som regel både dränerad och odränerad skjuvhållfasthet beaktas. Lermoränen är i sig själv så lågpermeabel att den ofta uppträder odränerat vid kortvariga belastningsfall, som temporära schakter, och vid normala upplastningar som belastningar av fundament etc. På grund av dess överkonsolidering och fasthet är dock lermoränens dränerade hållfasthet ofta lägre och långtidsstabilitet och bärighet måste kontrolleras för dränerade förhållanden. Lermoränen är ofta mycket inhomogen med inlagrade skikt, lager och linser av grövre vattenförande material. Risken för hållfasthetsnedsättning är därför ofta stor även i det korta tidsperspektivet (Larsson, 2000).

Enligt Hartlén (1974) bestämdes den verksamma hållfastheten också av lermoränens sammansättning så att för lerrika jordar, (cirka 30 % av material med mindre korndiameter än 20 mm), bestämdes bärigheten främst av odränerad skjuvhållfasthet medan de lerfattiga jordarna, (med lerhalt 15 à 17 % och lägre), snarast uppträdde som friktionsjord.

Empiriska samband har tagits fram för dansk lermorän av Jacobsen (1970). Dessa avser främs grövre lermorän och är relaterade till moränens portal, e_k :

- Odränerad skjuvhållfasthet:

$$\tau_{fu} = 10 \cdot e^{(0,77 \cdot e_k^{-1,2})} \quad [\text{kPa}] \quad (3.1)$$

- Dränerad skjuvhållfasthet:

$$F = 430 \cdot e^{(-7,3 \cdot e_k^{-1,2})} \quad [\text{kPa}] \quad (3.2)$$

och

$$\phi' = 35,3 - 9 \cdot e_k \quad [^\circ] \quad (3.3)$$

där e = naturliga logaritmens bas

e_k = portalet ($\approx e_0$)

De i Skåne mest använda sambanden, som har tagits fram av Hartlén (1974), avser främst baltiska lermoräner i sydvästra Skåne. Sambanden för dessa leror täcker sambanden för ett brett område av olika leror eftersom de tar hänsyn till såväl portal, e_0 , vattenkvot, w_0 , som lerhalt l_c . Sambanden är:

- Odränerad skjuvhållfasthet:

$$\tau_{fu} = 18 \cdot w_0^{-2,05} \cdot e_0^{-1,88} \cdot l_c^{2,66} \quad \tau_{fu} \leq 200 \text{ kPa} \quad [\text{kPa}] \quad (3.4)$$

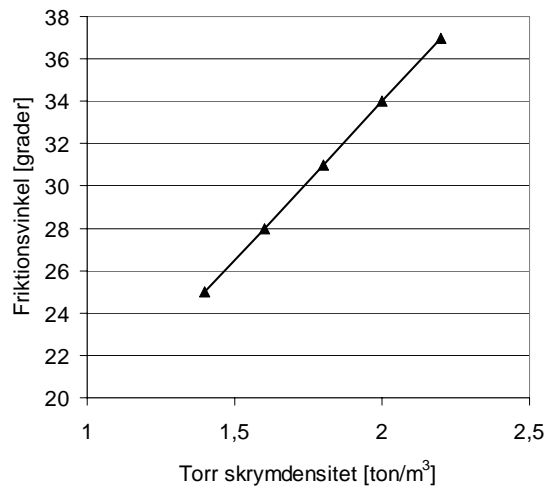
- Dränerad skjuvhållfasthet:

$$c' = 3 \cdot w_0^{-3,23} \cdot e_0^{-2,12} \cdot l_c^{4,19} \quad \text{om } c' \leq 20 \text{ kPa} \quad [\text{kPa}] \quad (3.5)$$

$$c' = -24 - 140 \cdot \log w_0 - 80,9 \cdot \log e_0 + 155 \cdot l_c \quad \text{om } 20 \text{ kPa} \leq c' \leq 50 \text{ kPa} \quad [\text{kPa}] \quad (3.6)$$

$$\phi' = 22 \cdot w_0^{0,166} \cdot e_0^{-0,139} \cdot l_c^{-0,311} \quad \text{om } 24^\circ \leq \phi' \leq 33^\circ \quad [^\circ] \quad (3.7)$$

Ytterligare samband har tagits fram av Helenelund (1964) för de dränerade hållfasthetsparametrarna för finska siltiga lermoräner. Sambanden visar att friktionsvinkeln kan uppskattas ur den torra skrymdensiteten, se diagram och tabell i Figur 3.5.



Torr skrymdensitet, [t/m ³]	Friktionsvinkel, [°]
1,3 - 1,5	25
1,5 - 1,7	28
1,7 - 1,9	31
1,9 - 2,1	34
2,1 - 2,3	37

Figur 3.5 Friktionsvinkel i siltiga finska lermoräner med ledning av torr skrymdensitet (efter Helenelund, 1964).

Hållfasthetsparametrar kan enligt Helenelund (1964) även uppskattas med ledning av finjordshalt ur:

$$c' \approx 23 + \text{finjordshalten} - 10 \quad [\text{kPa}]$$

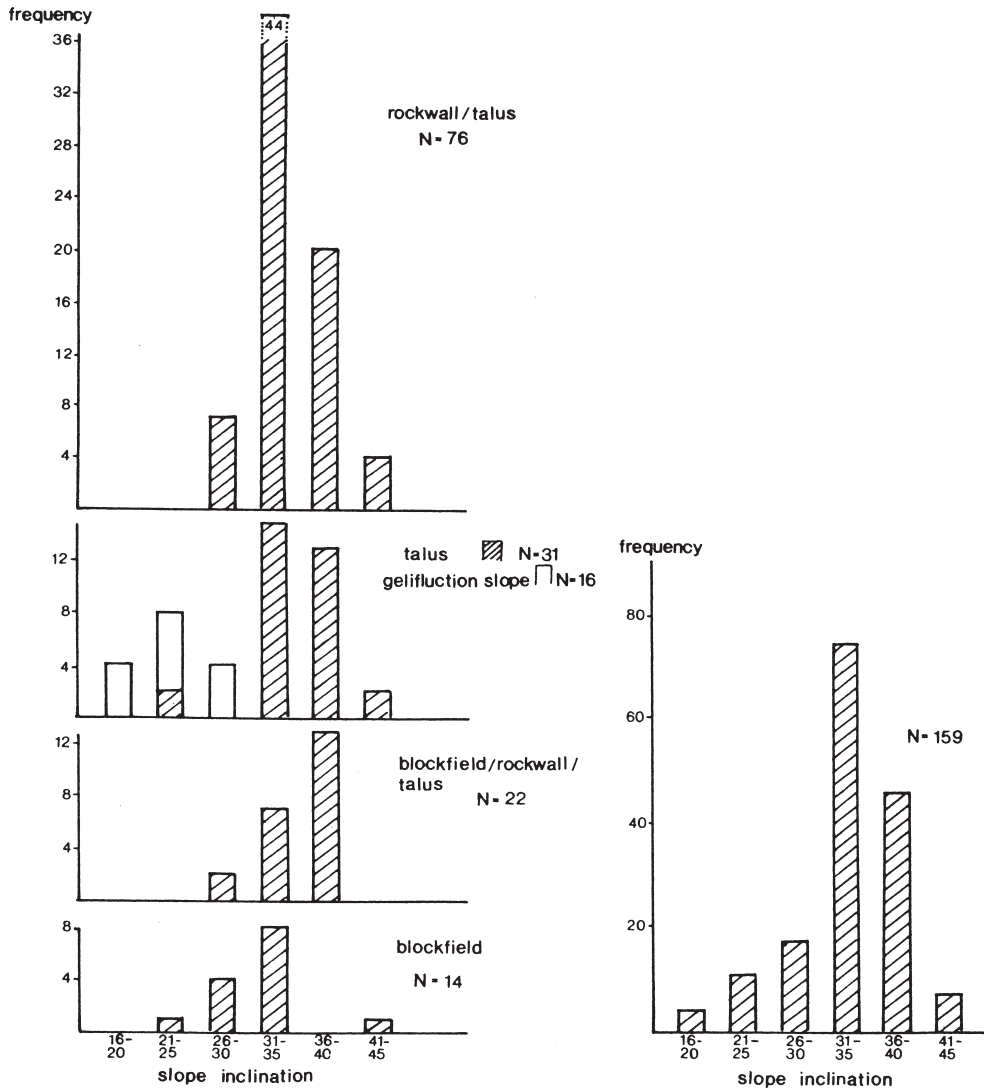
$$\phi' \approx 37 - 0,4 (\text{finjordshalten} - 10) \quad [^\circ]$$

där finjordshalten är uttryckt i %.

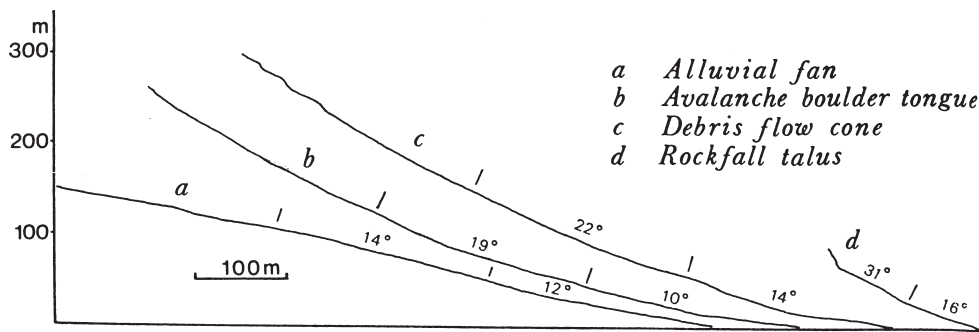
3.3 Slamströmmar

Nyberg (1985) har analyserat medellutningen för slamströmmar på olika typer av geologiska bildningar i Nissunvagge, Figur 3.6. I tjälfarlig jord har slamströmmar inträffat vid medellutningar ned till 16°.

Nyberg (Figur 4.25) visar att blockiga slamströmslober kan avlagras i lutningar ned till 14°. Dahl & al (1981) redovisar tre slänter från Ullevål, Norge, (efter Rapp (1963)) där slamströmskonerna har lutningarna 2 – 6°, 2 – 5° och 3 – 8°. Dahl & al (1981) redovisar fem slamströmskoner med lutningar i intervallet 7 – 10°.



Figur 3.6 Nyberg(1985). Medellutningar för slamströmmar i Nissunvage. Observera skillnaden mellan lutningar för slamströmmar som inträffat i talusbildningar gentemot de i slänter med tjälfarlig jord. I de senare har slamströmmar bildats i lutningar ned mot 16°. Från Nyberg (1985), Fig 4.10.



Figur 3.7 Lutningen hos olika massrörelsetypers avlagringar. Av särskilt intresse är slamströmsavlagringar (kurva c).
Från Nyberg (1985), Fig 4.25.

Det är svårt att uppskatta hur ofta slamströmmar uppstår längs en given bäckravin. Att slamströmmar uppstår beror inte enbart på klimatförhållanden som nederbördsintensitet eller hydrologiska förhållanden som avrinningsförhållanden. Därför är det omöjligt att tillämpa teorier som baseras på att slamströmmar upprepas med regelbundna intervall. Dessutom finns inte tillräcklig historik tillgänglig för hur ofta slamströmmar har inträffat efter en given bäckravin. Därför är det enbart möjligt att ange en *relativ sannolikhet* för slamströmmar – exempelvis ”en slamström är mera sannolik längs bäckravin A än längs bäckravin B”, (VanDine, 1985).

Exempel - Howe Sound

Som underlag för bedömning av sannolikheten för slamströmmar längs 26 bäckravin vid Howe Sound i British Columbia, Kanada, gavs tio faktorer olika relativ vikt, se Tabell 3.1 (efter VanDine, 1985).

För varje bäckravin bedömdes hur de olika faktorerna i Tabell 3.1 påverkade sannolikheten för en slamström enligt en tregradig skala:

- Ingen betydelse
- Liten betydelse
- Stor betydelse

Dessa bedömningar låg sedan till grund för en inbördes rankning av de 26 bäckravinernas relativa sannolikhet för slamströmmar. Rankningen gjordes enligt en femgradig skala med nivåerna:

- Ingen risk
- Låg sannolikhet
- Moderat hög sannolikhet
- Hög sannolikhet
- Mycket hög sannolikhet

Tabell 3.1 Olika faktorerers betydelse för utveckling av slamströmmar i 26 bäckraviner. Från VanDinne (1985).

Faktor	Betydelse vid sannolikhetsbedömning [Antal bäckraviner]		
	Ingen betydelse	Liten betydelse	Stor betydelse
Historik / tidigare inträffade slamströmmar	18	4	3
Dräneringsområdets egenskaper	5	21	0
Bäckfårans gradient överstiger den kritiska linjen	8	7	11
Bäckfårans maximala gradient överstiger 36°	11	6	9
Formen för de solfjäderformade avlagringarna vid slänftoten är konvex	18	8	0
De solfjäderformade avlagringarnas gradient överstiger 4°	10	7	9
De solfjäderformade avlagringarna vid slänftoten är ovanligt stora	16	4	6
Uppenbar källa till lösmassor	11	15	0
Instabila bankar av lösmassor längs mer än 30 % av bäckfårans längd	16	6	4
Skog har avverkats längs mer än 10 % av bäckfårans längd	17	5	4

Tabell 3.2 beskriver hur de olika faktorerna viktats vid Howe Sound.

Dimensionerande slamström

Under en bestämd tidsperiod kan ett antal slamströmmar av olika storlek inträffa längs en bäckravin. För planeringsändamål måste en skälig övre gräns anges för volymen av de lösmassor, som sannolikt bedöms bli involverade i en slamström och som kan nå utloppsområdet (ackumulationsområdet) i bäckravinsens nedre ände. Denna volym utgör den ”dimensionerande slamströmmen”. Denna är en funktion av totalt tillgängliga lösmassor i bäckravinen plus tillgängliga lösmassor längs dalsidorna, som kan rasa ner i bäckravinen när slamströmmen inträffar, (VanDine, 1985).

Det framgår att många faktorer påverkar storleken av den dimensionerande slamströmmen för en bäckravin. Den mest korrekta metoden vore att bestämma den dimensionerande slamströmmen genom att utföra frekvensanalys för de i historisk tid inträffade slamströmmarna längs bäckravinen – dvs en plottning av storlek mot frekvens. Regelmässigt är emellertid historiska data mycket begränsade, så vanligen måste andra metoder användas för att bestämma den dimensionerande slamströmmen.

Tabell 3.2 Definition av sannolikheterna för slamströmmar, Howe Sound, samt fördelning av bedömning av 26 bäckraviner, (efter VanDine, 1985).

BESKRIVNING	Fördelning av de 26 bäckraviner
<p>4) Very high probability of occurrence Indicates that torrents of less than the design magnitude can occur frequently with high runoff conditions and the design torrent²⁾ should be assumed to occur within the short term. It is applied to creeks that have a history of more than one event involving greater than 500 m³ or have physical characteristics that are comparable to these creeks.</p>	3
<p>3) High probability of occurrence Indicates that torrents of less than the design magnitude will occur less frequently than under category 4 but the design torrent should still be assumed to occur within the short term. It is applied to creeks that have a history of a single debris torrent. It is also applied to creeks that have no known history of events but possess several significant physical significant physical characteristics that are comparable to category 4 creeks.</p>	11
<p>2) Moderately high probability of occurrence Indicates that the design torrent should be assumed to occur during the life of a significant long-term structure (such as a bridge or house). It is applied to those creeks that have significant physical characteristics that fall well within the threshold where debris torrents are possible, although not in the range of category 4. To date these creeks have no recorded history of debris torrents, or have experienced events of uncertain origin.</p>	7
<p>1) Low probability of occurrence Indicates a low potential for the design torrent. It is applied to those creeks whose physical characteristics place them at or close to the threshold where debris torrents are possible. Although a significant debris torrent is possible during the life of a long-term structure, it would require an unusually high (and thus infrequent) runoff condition.</p>	3
<p>0) No risk Indicates that there is virtually no potential for large debris torrents to occur although small and local torrents may occur, and torrents of varying magnitudes may develop in upper reaches and tributaries. It is applied to channel reaches whose physical characteristics fall well below the threshold where debris torrents are possible.</p>	2

Tabell 3.3 är en sammanställning av parametrar som används internationellt vid olika metoder (11 st) för bestämning av den dimensionerande slamströmmens storlek.

Gemensamt för de elva metoderna är, att man lägger vikt på dräneringsområdets storlek och bäckravinens längd vid bestämning av den dimensionerande slamströmmen. (Det är självklart att i ett bestämt område är oftast

²⁾ Design debris torrent = "Dimensionerande slamström" (se text)

Tabell 3.3 Sammanställning av parametrar som används i olika länder för att bestämma den dimensionerande slamströmmens storlek. Sammanställningen baserar sig på elva metoder som finns rapporterade i litteraturen. Rapporterna behandlar metoder använda i Kanada (2 st), Japan (7 st) och Österrike (2 st). Frekvensen avser antal rapporter som anger att respektive parameter används, (efter VanDine, 1985).

	Parameter	Antal rapporter
Dräneringsområdets area		7
Allmänna parametrar för bäckravinen	Längd	5
	Erosionskänslighet	1
	Lutning på de solfjäderformade avlagringarna vid släntfot	1
	Släntlutning ovanför de solfjäderformade avlagringarna vid släntfot	1
	Ravinens bredd	2
	Djup i lösmassorna till vilket slamströmmen drar med sig material	2
Lösmassornas volym	Volym per löpmeter bäckravin [m^3/m]	2
	Volym per avsnitt av dräneringsområdet [m^3/km]	3
	Total volym	1
Andra faktorer	Frekvensanalys	1
	Empiriska faktorer	2
	Säkerhetsfaktor	2

dräneringsområdets storlek och vattendragens längd direkt kopplade till hur tätt området är dränerat – dvs avståndet mellan vattendragen.), (VanDine, 1985). De elva metoderna kan delas in i fyra typer:

1. Jämförande metoder

För ett antal inträffade slamströmmar längs en bäckravin jämförs volymen av lösmassor per ytenhet inom dräneringsområdet eller totala mängden lösmassor.

2. Empiriska metoder

En empirisk faktor används, som anpassas till lutningen (antingen gradienten för bäckfåran eller lutningen för lösmassorna i ackumulationsområdet) och dräneringsområdets area så att denna matchar storleken på inträffade slamströmmar.

3. Metoder baserade på enhetsvolym

Tillgängliga volymer av lösmassor uppskattas längs olika bäckavsnitt. Summan av dessa volymer utgör mängden tillgängliga lösmassor. Mängderna justeras beroende på bäckravinsens specifika egenskaper. Slutresultatet ligger sedan till grund för beräkning av den dimensionerande slamströmmen.

4. Metoder baserade på modifierad enhetsvolym

Bäckravinens bredd (uttryckt som en funktion av dräneringsområdets area), längd och eroderbarhet³⁾ används för att bestämma den dimensionerande slamströmmen.

Såväl jämförande metoder (1) som empiriska metoder (2) bygger på att data finns tillgängliga för inträffade slamströmmar i regionen. Eftersom detta oftast saknas har dessa metoder begränsat värde. Detta medför att man som regel får använda metoder baserade på enhetsvolym (3) eller modifierad enhetsvolym (4). Dessa båda metoder förutsätter dock fältinventeringar (VanDine, 1985).

Vid Howe Sound (se ovan) användes en metod baserad på enhetsvolym (3) för att bestämma den dimensionerande slamströmmen för bäckravinerna. Arbetet omfattade inventering av lösmassorna längs huvuddelen av bäckravinerna genom fältkontroll till fots. Återstoden utfördes genom helikopterinspektion. Resultatet av fältkontrollen låg till grund för beräkning av volymen lösmassor längs olika bäckavsnitt. Dessa volymer justerades sedan baserat på bäckravinens profil (konvex, konkav eller trappad) och andelen av lösmassorna som realistiskt kan bli mobiliserade. Resultaten jämfördes sedan med några få kända historiska slamströmmar som inträffat i området (VanDine, 1985).

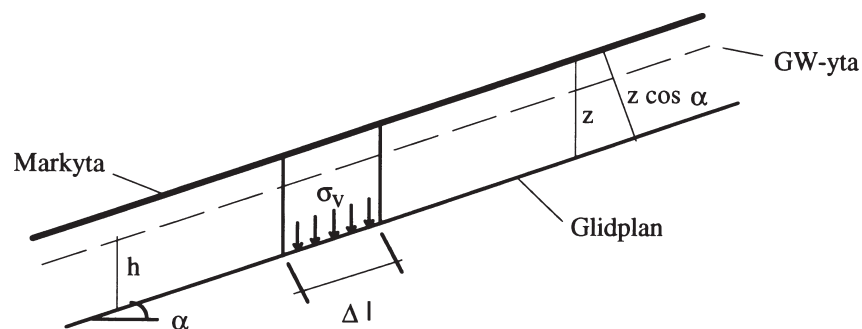
³⁾ Faktor som beskriver hur djupt lösmassorna längs bäckravinerna bedöms bli eroderade av en slamström.

4 Beräkningsmetoder

4.1 Jordskred

Vattenmättad jord

Skred i morän på långsträckta slänter utlöses gärna efter brottplan, som har i stort sett samma lutning som släntlutningen, Sidle och Swanstone (1982) eller Skredkommissionen (1995). Brottplanen löper gärna längs fasta botten eller i svagare skikt i jordprofilen.



Figur 4.1 Långsträckt glidplan parallellt med markytan.

Figur 4.1 visar en långsträckt slänt, som består av ett jämntjockt jordlager. För en lång glidyta parallell med markytan kan trycken i de båda ändytorna försummas och säkerhetsfaktorn beräknas genom nedanstående formler (exempelvis Sandersen, 1988, Sällfors, 1984 eller Hartlén, 1978):

$$\sigma_v = \rho g z \cdot \Delta \ell \cdot \cos \alpha = \rho g z \cdot \cos \alpha \quad (4.1)$$

- där
- σ_v = vertikal totalspänningen [kPa]
 - ρ = genomsnittlig densitet för moräntäcket ovanför glidplanet [t/m^3]
 - z = moränmassornas vertikala djup över glidplanet [m]
 - g = tyngdaccelerationen [m/s^2]
 - α = markytans och glidplanets lutning [$^\circ$]

Säkerhetsfaktorn, F , som är lika med förhållandet mellan skjuvhållfastheten, τ_f , och skjuvspänningen, τ , längs glidytan beräknas med formeln

$$F = \frac{\tau_f}{\tau} = \frac{c + (\rho g z \cdot \cos^2 \alpha - u) \tan \phi}{\rho g z \cos \alpha \cdot \sin \alpha} \quad (4.2)$$

där F = odränerade säkerhetsfaktorn mot skred längs långsträckta plana glidytor

Portrycket kan tecknas som

$$u = \rho_w g h \cos^2 \alpha \quad (4.3)$$

där ρ_w = vattnets densitet [t/m^3]
 h = den vattenmättade zonens höjd över glidplanet [m]

varmed

$$F = \frac{c + (\rho z - \rho_w h) \cdot g \cdot \cos^2 \alpha \cdot \tan \phi}{\rho g z \cdot \cos \alpha \cdot \sin \alpha} \quad (4.4)$$

Skred inträffar då $F < 1$.

Nya kunskaper har tillkommit under senare år beträffande jords hållfasthets-egenskaper i icke vattenmättad jord och i överkonsoliderad jord.

Icke vattenmättad jord – Negativa portryck

Konventionell analys av stabilitetsförhållandena i jordar som innehåller silt och sand – exempelvis finkornig morän – är baserad på effektivspänningsanalys. Därför bör man i finkorniga moräner beakta de vattenomättade lagrens egenskaper och då särskilt sugförmågan hos moränens matrix, (Öberg, 1997). Denna utgör de finaste kornen, bestående av ler- silt- och sandfraktion. I vattenomättade jordar fungerar matixen tillsammans med porvattnet som ett bindemedel i moränen.

Skjuvhållfastheten vid brott kan i en vattenomättad jord uttryckas, (Öberg, 1997):

$$\tau_f = c' + (\sigma - u_a) \tan \phi' + (u_a - u_w) S_r \tan \phi' \quad (4.5)$$

där τ_f = skjuvhållfasthet vid brott [kPa]
 c' = effektiv kohesion [kPa]
 σ = totalspänning [kPa]
 u_a = porlufttryck [kPa]
 u_w = porvattentryck i en vattenomättad jord [kPa]
 S_r = vattenmättnadsgrad []
 ϕ' = friktionsvinkel [°]

Ekvation (4.5) kan tillämpas för olika S_r , om vattenmättnadskurvan samt hållfasthetsparametrarna c' och ϕ' är kända.

Överkonsoliderad jord – Kombinerad analys⁴⁾

Moränerna avlagrades ofta under inlandsisen och utsattes därför av ett högt tryck beroende på isens tyngd. Moränen är därför vanligen konsoliderad för dessa höga tryck, som ibland är mycket högre än de tryck som råder i jorden idag. Moränen är således kraftigt överkonsoliderad, därför bör s k kombinerad analys utföras vid beräkning av stabilitetsförhållandena i finkorniga moräner.

I starkt överkonsoliderade jordar sjunker portrycket då jorden vill öka sin volym vid brott. Dessa portrycksminskningar sker under plastiska skjuvdeformationer och erforderlig deformation kan vara avsevärd, innan full portrycksminskning nåts. Skulle portrycksminskningen bli så stor att kapillärt genombrott uppstår eller om jordens struktur och eventuella cementeringar kollapsar vid de stora plastiska deformationerna, blir brottet sprött och den odränerade skjuvhållfastheten lägre än vad förkonsolideringstrycket antytt. Den odränerade skjuvhållfastheten för exempelvis lermoräner är ofta starkt volymberoende då hållfastheten avgörs av sprickor och inhomogeniteter i provet. Skjuvhållfastheten för starkt överkonso-

⁴⁾ Avsnittet är huvudsakligen hämtat från Larsson (1989)

liderade jordar är mycket tidsberoende, eftersom dränering medför vattenuppsugning och minskning av effektivtrycken.

Det vanliga antagandet att den odränerade skjuvhållfastheten skulle vara oberoende av spänningarna vid belastningens början är en förenkling. Undersökningar har visat att den odränerade skjuvhållfastheten vid direkt skjuvning sjunker med överkonsolideringskvoten enligt:

$$\tau_{fu} = \tau_1 \cdot OCR^{-0,25} \quad (4.6)$$

där τ_1 = odränerad skjuvhållfasthet för normalkonsoliderad lera [kPa]
 OCR = överkonsolideringskvot σ'_c / σ'_v

Förenklingen är dock ofta befogad då den dränerade hållfastheten blir dimensionerande för starkt överkonsoliderade jordar och den odränerade hållfastheten reduceras ofta med hänsyn till krypeffekter för normalkonsoliderad lera.

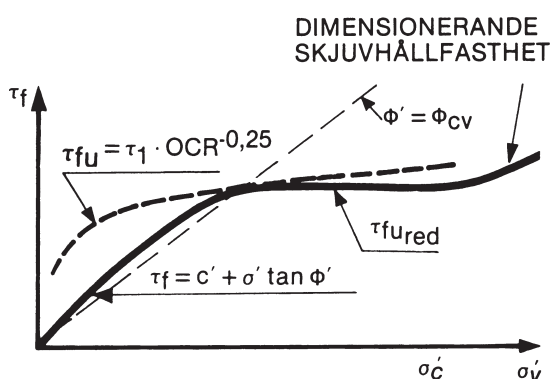
Dimensionerande hållfasthet vid direkt skjuvning i finkorniga jordar blir oftast som i Figur 4.2.

Vid stabilitetsberäkning enligt kombinerad analys görs antagandet att

$$\tau_f = \min \left\{ \begin{array}{l} \tau_{fu,red} \\ c' + \sigma' \tan \phi \end{array} \right. \quad (4.7)$$

där $\tau_{fu,red}$ = reducerad odränerad hållfasthet (c) [kPa]
 c' = effektiv kohesion [kPa]
 σ' = effektiv normalspänning [kPa]
 ϕ' = effektiv inre friktionsvinkel [°]

Eftersom moräner ofta är starkt överkonsoliderade blir den nedre delen av ekv. (4.12) dimensionerande.



Figur 4.2
 Dimensionerande skjuvhållfasthet i finkorniga jordar. Larsson (1989)

4.2 Slamströmmar⁵⁾

Samspelet mellan erosion, transport och sedimentation i en bäckfåra kan beskrivas med grundläggande fysikaliska principer för kanalhydraulik. Bottenmaterialet i en bäckfåra påverkas av skjuvkrafter från det rinnande vattnet. Storleken på skjuvkrafterna är först och främst beroende av:

- Strömningshastigheten
- Strömningstypen
- Bottens råhet

Slamströmmar utlöses i bäckfåror med stor längslutning (gradient) vilket medför att vattenströmningen blir turbulent. Vid dessa förhållanden kan skjuvpåkänningen uttryckas med följande formel:

$$\tau_0 = \rho_w \left(\frac{U_z}{5,75 \cdot \log_{10} \left(\frac{30,2 \cdot z}{k_s} \right)} \right)^2 \quad (4.8)$$

där τ_0 = skjuvspänningen som verkar på bottenmaterialet [Pa]
 ρ_w = densiteten för rinnande vatten [kg/m³]
 U_z = strömningshastigheten [m/s] på höjden z [m] över botten
 k_s = höjden på bottenmaterialets ojämnheter [m]

Kraften F som försöker hålla fast en partikel på botten är lika med den ”nedtryckta vikten”⁶⁾ multiplicerad med friktionskoefficienten, dvs

$$F = V(\rho_s - \rho_w)g \cdot \tan \phi \quad (4.9)$$

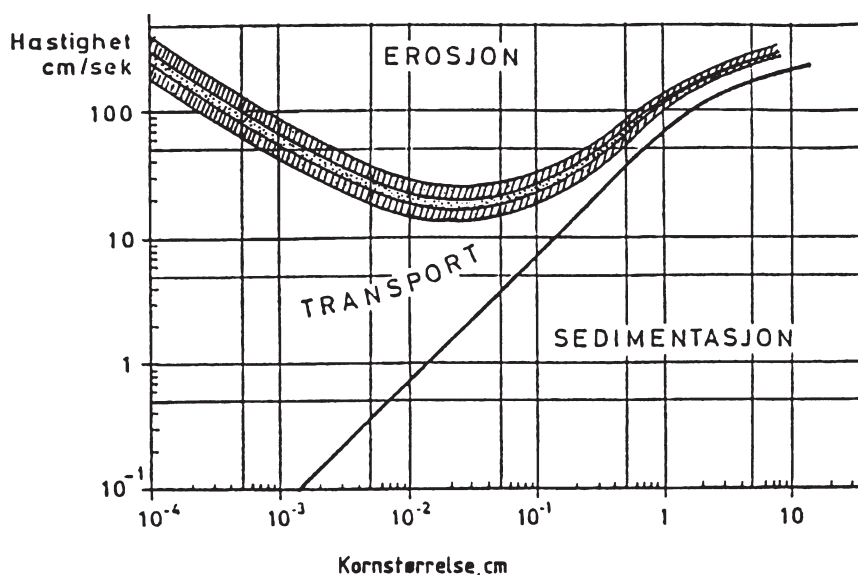
där ρ_s = partikelns densitet [kg/m³]
 ρ_w = vattnets densitet [kg/m³]
 V = partikelns volym [m³]
 g = tyngdaccelerationen [m/s²]
 ϕ = friktionsvinkeln [°]

Andra faktorer, som har betydelse, är partiklarnas form, bottenmaterialets porositet och kornstorleksfördelning. Dessutom tillkommer kohesionskrafter, om materialet innehåller silt eller lera.

⁵⁾ Detta avsnitt utgör ett utdrag från Sandersen (1988) kompletterat med vissa kommentarer. Fri översättning från norska.

⁶⁾ Dvs rådande ”effektivspänning” under partikeln

Vid en viss vattenhastighet (den kritiska vattenhastigheten), som ger en kritisk skjuvpåkänning, rivs (eroderas) partikeln bort från botten och sätts i rörelse (bottentransporteras). År 1935 framställde Hjulström (Hjulström, 1935) ett empiriskt diagram för sambandet mellan kritisk strömningshastighet och erosion/transport/sedimentation för olika kornstorlekar, Figur 4.3. Diagrammet visar att partiklar storleksordningen 0,1–0,5 mm (dvs partiklar inom sandfraktionen) lättast blir lossrivna från botten. Dessutom visar figuren, att när en partikel väl har lossnat kan den försätta att hålla sig i rörelse även om vattnets strömningshastighet minskar till under den kritiska erosionshastigheten.



Figur 4.3 Kurva för sambanden mellan kritisk strömningshastighet och erosion/transport/sedimentation. Hjulström (1935)

Beräkning av strömningshastigheten kan göras med flera alternativa formler, och gemensamt för dessa är att vattnets strömningshastighet särskilt beror på:

- Bäckfårans lutning, S , [°]
- Vattnets djup i bäckfåran, h , [m]
- Bäckfårans råhet

Mannings formel, som är baserad på mätningar av strömmning i öppna kanaler, ger den genomsnittliga strömningshastigheten, v , i en tvärprofil:

$$v = \frac{K^{2/3} \cdot S^{1/2}}{n} \quad (4.10)$$

där n är en faktor, som beskriver bäckfårans råhet

När vattenföringen ökar i samband med regn eller snösmältning ökar vattenhöjden och även strömningshastigheten, vilket resulterar i större skjuvkrafter i bottenmaterialet och allt större botten-transport. När botten-transporten blir stor ändras strömningsmönstret på grund av sedimentation i partier med relativt sett lägre strömningshastighet (exempelvis vid grund och utfläckningar eller i ”innersvängar”) så att vattenströmmen koncentreras till speciella ställen där erosionen blir särskilt stor (speciellt i ”ytersvängar”). Den ökade botten-transporten kommer i sig själv att leda till att skjuvkrafterna längs botten blir större.

Slamströmmar utlöses sannolikt vid en kritisk skjuvspänning beroende på strömhastigheten och mängden botten-transport. Observationer i utlösningsområden för denna typ av slamströmmar påvisar att de uppstår genom ett plötsligt skjuvbrott i bottenmaterialet som medför att större delen av botten rivs med. Det lossrivna materialet medför en ökning av erosionen nedströms brottstället, och slamströmmen fortplantar sig i takt med den material-bemängda slamströmmens front. Dessutom sker en bakåtgripande erosion uppströms, men denna anses inte ge något väsentligt bidrag till slamströmmens volym.

Enligt Van Dine (1985) kan en bäckfåras stabilitetsförhållanden sammanställas enligt diagrammet i Figur 4.4. Vid framställningen av diagrammet har följande antaganden gjorts:

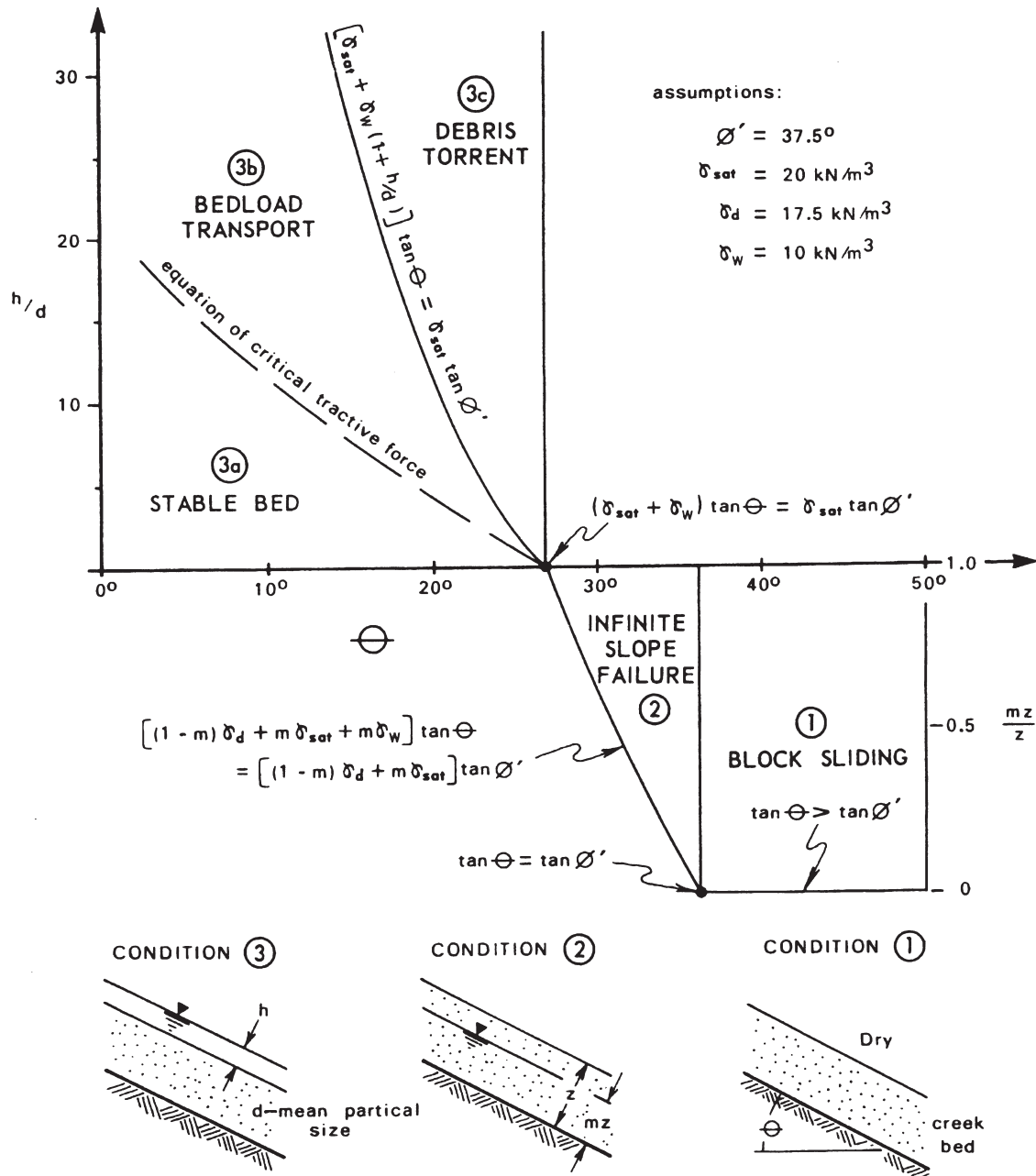
- Bäckfåran är oändligt lång
- Det lösa jordmaterialet längs bäckfårans botten har mäktigheten z m och underlagras av fast berg.
- Bäckfåran har lutningen θ° (lutning i dess längsriktning).
- Jorden längs bäckfårans botten består av friktionsmaterial, dvs $\varphi \neq 0$ och $c = 0$

I Figur 4.4 förutsätts att bottenmaterialet har följande egenskaper:

Friktionsvinkel:	$\varphi = 37,5^\circ$
Tunghet vid fullständig vattenmättnad:	$\gamma_{sat} = 20 \text{ kN/m}^3$
Tunghet vid torrt tillstånd:	$\gamma_d = 17 \text{ kN/m}^3$

Diagrammet i Figur 4.4 beskriver fem tillstånd enligt Tabell 4.1:

Sambanden enligt van Dine gäller för kanaliserat flöde. Det är dock författarnas mening att tillstånd nr 1 och 2 t o m gränstillståndet i Tabell 4.1 kan tillämpas även för slänter utanför bäckravinerna. Figur 4.4 utgör därmed en sammanfattning av reglerna för såväl slamströmmar som jordskred.



Figur 4.4 Initiering av olika typer av materialtransport i ett vattendrag är beroende av den genomsnittliga partikelstorleken i bottenmaterialet, d [m], vattendjup (vattenhöjden över bäckbotten), h [m], samt bäckfårens lutning, θ [°]. Beroende på vattentillgången i bäckfåren beskriver diagrammet tre tillstånd (conditions), 1, 2 och 3. Van Dine (1985)

Tabell 4.1 Förhållanden längs en bäckfåras botten (jfr Figur 4.2-1), efter Van Dine (1985).

Tillstånd nr	Förhållanden längs bäckfåras botten	Brottkriterier / kommentarer
1	Bäckens bottenbädd av jordmaterial helt torr	$\tan \theta = \tan \varphi$ dvs gradienten (lutningen) är lika stor som friktionsvinkeln
2	En del av bottenbädden ($m \cdot z$) är vattenmättad	$[(1-m)\gamma_d + m\gamma_{sat} + m\gamma_w] \tan \theta = [(1-m)\gamma_d + m\gamma_{sat}] \tan \varphi'$
Gränstillstånd	Hela bottenbädden är vattenmättad – dock inget fritt rinnande vatten i bäcken	$(\gamma_{sat} + \gamma_w) \tan \theta = \gamma_{sat} \times \tan \varphi'$
3a	En del fritt vatten rinner i bäcken ovanpå bottenbädden	Stabil bädd Otillräckligt vattenflöde för att flytta partiklar längs bäckens botten
3b	Mera vatten rinner i bäcken ovanpå bottenbädden	Bottentransport Vattenflödet kombinerat med bäcklutningen medför att partiklar förflyttas längs botten
3c	Mycket vatten rinner i bäcken ovanpå bottenbädden	$[\gamma_{sat} a + \gamma_w(a+h)] \tan \theta = \gamma_{sat} \cdot a \tan \varphi'$ där a = tjocklek för den del av bottenbädden som lossnar [m] (djupet för det inblandade jordmaterialet) h = bäckens vattendjup [m] En slamström initieras när jordmaterialet längs bäckens botten är vattenmättat om bäckens vattendjup tillräckligt

5. Karteringsmetoder

5.1 Österrike

Allmänt

Texten i detta avsnitt utgör refererat av delar av Ploner och Sönser (1999).

År 1975 stiftades en ny skogslag i Österrike, som föreskriver att riskerna för skred, slamströmmar och snölaviner skulle karteras för hela landet. Sedan dess har myndigheten Forsttechnischen Abteilung der Wildbach- und Lawinenverbaug (Austrian Service for Torrent, Erosion and Avalanche Control), som sorterar under landets skogs- och jordbruksdepartement, utfört ”riskzon-planering” (hazard zone planes) i samtliga av landets kommuner. Såväl risker för jordskred som bergskred, jordlaviner och snölaviner beaktas. Avrinningsområdena för tusentals alpbäckar har inventerats, analyserats och uppdelats i riskzoner (hazard zones). Varje alpbäck med tillhörande avrinningsområde har dessutom beskrivits i rapportform.

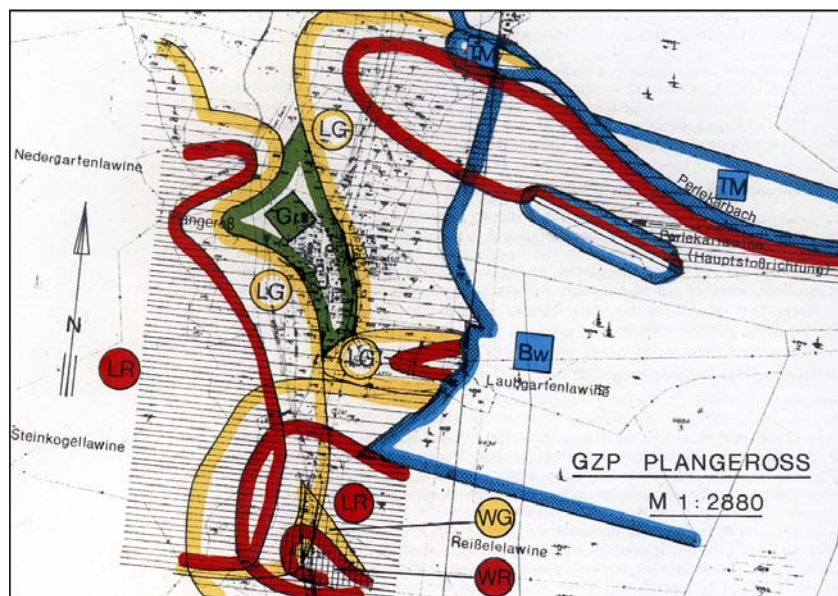
Riskzonplaneringen i Österrike utgör underlag för markanvändningsplanering och planering av utförandet av skyddsåtgärder vilka också inbegriper åtgärder i skogsbruket. Riskzonplaneringen utarbetas normalt för en kommun åt gången och omfattar huvuddelen av bebyggelsen och viktiga kommunikationsleder. Den består av en riskkarta, en riskzonkarta och en skriven rapport.

Riskkartan (i skala 1:5 000 till 1:25 000) ger en överblick över de naturliga fenomenen slamströmmar och snölaviner. Spåren efter historiska jordskred, berggras, slamströmmar och snölaviner ritas in på kartorna.

Riskzonkartan (i skala 1:1 000 till 1:5 000) visar resultaten av undersökta, värderade och bedömda data för respektive risktyp i form av riskzoner (’hazard zones’). Kartan, som baseras på kommunernas fastighetsregisterkartor, utgör det viktigaste underlaget för alla typer av markanvändningsplanering i bergsområdena. Riskerna för slamströmmar respektive snölaviner markeras på kartorna med två zoner, se Figur 5.1.

Den ’röda zonen’ omfattar alla markområden, som i hög grad kommer beröras av den sk dimensionerande slamströmmen eller snölavinen (150-årshändelsen). Dessa områden anses inte vara lämpliga för bebyggelse, vägar eller järnvägar. Nybyggnation av hus eller andra konstruktioner är därför förbjuden inom den röda zonen.

Den ’gula zonen’ täcker området mellan den röda zonen fram till den yttre gränsen för möjlig påverkan från eller förstörelse av den dimen-



Figur 5.1 Riskzonkarta för slamströmmar och snölaviner. S:t Leonard, Tyrolen, Österrike. Hochwasser und Lawinenschutz in Tirol (1975).

sionerande 150-årshändelsen. Om alla säkra markområden i samhällets närhet redan är bebyggda, kan nybebyggelse inom den gula zonen tillåtas efter beslut av kommunstyrelsen. I detta fall skall man dock försöka bebygga endast de områden inom den gula zonen, som är minst exponerade för riskerna. Byggnader och konstruktioner inom den gula zonen skall dimensioneras med hänsyn till den typ av fara som är aktuell på platsen (dvs slamström eller snölavin). Byggherren är enligt lag skyldig att känna till och ta hänsyn till dessa regler.

Som komplement till de röda och gula zonerna finns även bruna, blå och violetta zoner inritade på riskzonkartan.

'Bruna områden' karakteriserar arealer som inte riskerar att påverkas av varken slamströmmar eller snölaviner men av jordskred eller bergras. I dessa fall måste en geolog eller geotekniker, hydrolog etc. anlitas av ansvarig myndigheten.

'Blå områden' kan dels utgöra mark som reserverats för att ge plats för framtida konstruktioner som skall skydda mot slamströmmar och snölaviner, dels kan de utgöra skyddande skog, som kräver särskild vård för att behålla sin skyddande verkan.

Skyddande markstukturer inritas som 'violetta områden'. Exempel kan vara en naturlig jordvall längs bebyggelse. Dessa områden skall hållas fria från varje slag av exploatering eller mänsklig påverkan.

De skrivna **rapporterna** för varje karterat område innehåller beskrivningar av basdata, beskrivning av underlag och värderingar för avgränsningen av riskzonerna.

Zonernas betydelse:

Röd zon (LR):	Stor risk för snölaviner
Gul zon (LG):	Risk för snölaviner
Röd zon (WR):	Stor risk för slamströmmar
Gul zon (WG):	Risk för slamströmmar
Grön zon (Gr)	
Blå områden TM:	Område för skyddande konstruktioner
Blå områden (BW):	Område med skyddande skog

Beräkning av materialflöde

Alluvialkonen i ackumulationsområdet kan vara en indikator på egenskaperna för de slamströmmar som brukar inträffa längs en bäckravin. Bäckraviner längs vilken materialtransporten huvudsakligen brukar utgöras av finkornig jord brukar ha en flack alluvialkon. Med ökande andel sten- och blockfraktion ökar alluvialkonens lutning. Alluvialkonen kan därför betraktas som ett 'visitkort' för materialsammansättningen. Alluvialkonens egenskaper kan användas för att bestämma vilken typ av transportprocess som har skapat den, (Aulitzky, 1989).

I detta sammanhang kan sk bottenbäddsteori tillämpas (Hampel, 1969, 1980). I denna teori används medelvärdet för kornstorlekarna i alluvialkonen samt alluvialkonens lutning som kriterier för att bestämma materialutflödets storlek vid katastroftillfällen enligt ekv. 5.1.

$$M = \frac{10 \cdot A \cdot S_{100} \left(1 - \frac{D_d}{2300}\right) \left(\frac{-55 \cdot g I_a^{0,65}}{3,6}\right)^{\frac{1}{0,42 - 0,4 g s_a}}}{L^c} \quad (5.1)$$

- där M = materialutflöde av eroderat material från slamströmmar med 100 års återkomsttid [m^3]
 A = avrinningsområdets yta [km^2]
 P_{100} = hundraårsregn med 24 h varaktighet [mm]
 a_d = höjd vid bäckravins utflöde i alluvialkonen [m ö h]
 $g s_a$ = medelvärde för representativ kornstorlek i alluvialkonen [mm]
 I = lutningen för alluvialkonens överyta där materialfraktionen motsvarar medelvärdet för den representativa kornstorleken [%]
 a = longitudinell distans för bottentransport, dvs transportavstånd i horisontell riktning mätt från abrationsplatsen⁷⁾ [m]
 c = koefficient för partikelabrasion (för Centralalperna = 0,66, Kalkalperna = 0,80)

⁷⁾ Abrasion = Nötning av berg och jord genom material som transporteras av blå vatten

Ekv. 5.1 baserad på fältundersökningar och modellförsök samt på korrelationen mellan beräknade materialutföden och observationer i 118 bäckraviner med återkommande slamströmmar i österrikiska Tyrolen anses ge tillfredställande resultat, (Aulitzky, 1989). Denna empiriska formel är framtagen för förhållandena i de skinnre Alperna och bygger bl a på att bergskammarna där i genomsnitt når 2 300 m ö h. Användandet av formeln i oreviderat skick bör därför begränsas till detta område (Hampel, 1980) och till alluvialkoner med en överyta som lutar med minst 4 %.

5.2 Exempel från Japan

Texten i detta avsnitt är huvudsakligen refererad från Ikeya (1989) men även från Bertilsson och Persson, (1995).

De mest förödande naturkatastrofer för människors liv och egendomar i Japan är skred och raskatastrofer. Man har försökt utnyttjat lagar om erosionskontroller för att undvika sådana katastrofer. Japan är ett av de mest framåtskridande länderna med hänsyn till studier och undersökningar av skredkatastrofer och även för utvecklingen av motåtgärder för dessa. De flesta skred förekommer i avrinningsområden med en yta av mindre än en km² och med sedimentvolymen på 10 000 – 50 000 m³. Avrinningsområdena har som regel korta vattendrag med brant marklutning, vilket leder till att översvämningar lätt uppstår vid stora nederbördsmängder. I Japan är det vanligt att jordbävningar eller annan vulkanisk aktivitet är orsaken till att skred uppstår. De flesta skred är dock direkt kopplade till stora nederbördsmängder.

Klassificering av slamströmmar

Ikeyas modell från 1989 bygger på studier rörande skred i Japan och är baserad på tidigare skredincidenter där volymmässor på mellan 20 000 m³ och 245 000 m³ transporterats ned mot lägre belägen terräng. De parametrar som har visat sig ha störst betydelse för skredutveckling är de klimatologiska, geologiska och topografiska förhållandena.

Japans klimat är indelat i tre nederbördssäsonger, vilka utgörs av regnperioden under juni till mitten av juli, tyfonperioden under augusti till september och snöfallsperioden som sträcker sig från november till mars. I de bergrika områdena kan mycket stora nederbördsmängder förekomma, med årsmedelvärden på mer än 3 000 mm. I dessa områden förekommer även dagliga nederbördsmängder på mer än 200 mm. (Detta kan jämföras med årsmedelnederbörden i exempelvis Åre och Duved som är 950 mm respektive 755 mm.) Generellt kan sägas att effekterna av regn är att vattnet genererar högre porvattentryck genom att det infiltrerar i jordens ytlager. Nederbörden producerar också ytavrinning vilket kan förändra jordens struktur.

De flesta skreden i Japan förekommer i områden med brant marklutning och bräcklig berggrund. Vanligast är att skred utlöses vid $15^\circ - 30^\circ$ lutning. Skredmassorna omvandlas till en slamström som sedan deponerar längre ned i slänten vid $3^\circ - 10^\circ$ lutning. Partikelstorleken i det på detta vis nedtransporterade materialet varierar med berggrundens egenskaper. Partiklar mindre än 0,1 mm utgör vanligen ca 10 % av skredmassorna. Hastigheten på slamströmmen varierar mellan 2 m/s och 20 m/s och är beroende av jordmaterialets sammansättning, vattenhalt och markens lutning.

De jordvolymen som är uppmätta i tidigare skred i Ikeyas (1989) modell, inkluderar även material som inte tillhör det ursprungliga materialet i slamströmmen. Därför används begreppet total mängd jordmaterial, i vilken alltså även material från bäckkanter och bäckbotten är medräknat.

Konstruktion av riskzoner

Det japanska "Ministry of Construction" har initierat undersökningar av bergssidorna intill befolkade områden. Härvid urskiljs de bäckraviner där förhållandena är sådana, att slamströmmar kan uppstå. Följande faktorer, som är baserade på sammanställningar av erfarenheter från tidigare inträffade slamströmmar och teoretiska studier av hur slamströmmar inträffar, beaktas:

- Bäckfårans gradient (särskilt vid lutningar större än 15°)
- Topografiska förhållanden
- "Geologiska förhållanden" (särskilt förekomst av "ödelagda" områden, källflöden, etc)
- Sedimentmängd längs bäckfåran
- Antalet hus i det hotade området

Ikeya (1989) har föreslagit en modell för beräkning av en slamströms "avstannande- och deponeringslängd". Modellens giltighet har provats med gott resultat genom fältundersökningar och experiment. Slamströmmens "avstannande – och deponeringslängd" bestäms genom tillämpning av Ekv. 5.2 alternativt 5.3. Vilken ekvation som skall tillämpas beror på geometrin vis släntens nedre del, dvs förekomst av en alluvialkon eller ej och den eventuella alluvialkonens geometri. Valet av ekvation framgår av Tabell 5.1.

Tabell 5.1 Slamströmmens avstannande- och deponeringslängd.
Förhållanden som styr tillämpningen av Ekv. 5.2 alternativt 5.3
(efter Ikeya, 1989).

Förhållanden vid slänkfot	Bäckfårans geometri	Utflöden i sidled ut från bäckfåran har betydelse	Startpunkt för slamströmmens avstannande och deponering	Tillämpbar ekvation
Alluvialkon	Smal	Ja	Vid alluvialkonens övre del	Om övre delen av alluvialkonen är brantare än 8° är Ekv. 5.3 på den säkra sidan. Om alluvialkonen är flackare, skall Ekv. 5.2 användas. Om utflöden i sidled kan förekomma skall V_s sättas till $V_s/2$.
	Normal bredd	Nej	Vid alluvialkonens övre del (vid lutningen 10°)	Ekv. 5.3
			På alluvialkonen vid en lutning motsvarande 8°–7°	Ekv. 5.2
Mycket bred	Ja	Vid alluvialkonens övre del	(Samma förhållanden som vid smal bäckfåra ovan)	
Flackt område	Smal / normal bredd	Nej	I bäckfåran vid en lutning 8°–7°	Ekv. 5.2
	Bred	Ja	I bäckfåran vid en lutning 8°–7°	Ekv. 5.2

$$\log \frac{L}{V_s} = 0,42 \cdot \log(V_s) + 0,935 \quad (5.2)$$

$$L = 10 \cdot I^{2/3} \cdot V_s^{2/3} \quad (5.3)$$

där L = slamströmmens avstannande – och deponeringslängd [m]
 I = gradientens medelvärde längs slamströmmens transportsträcka ⁸⁾
 V_s = slamströmmens sedimentvolym [m³]

Slamströmmens utbredning i sidled beskrivs av:

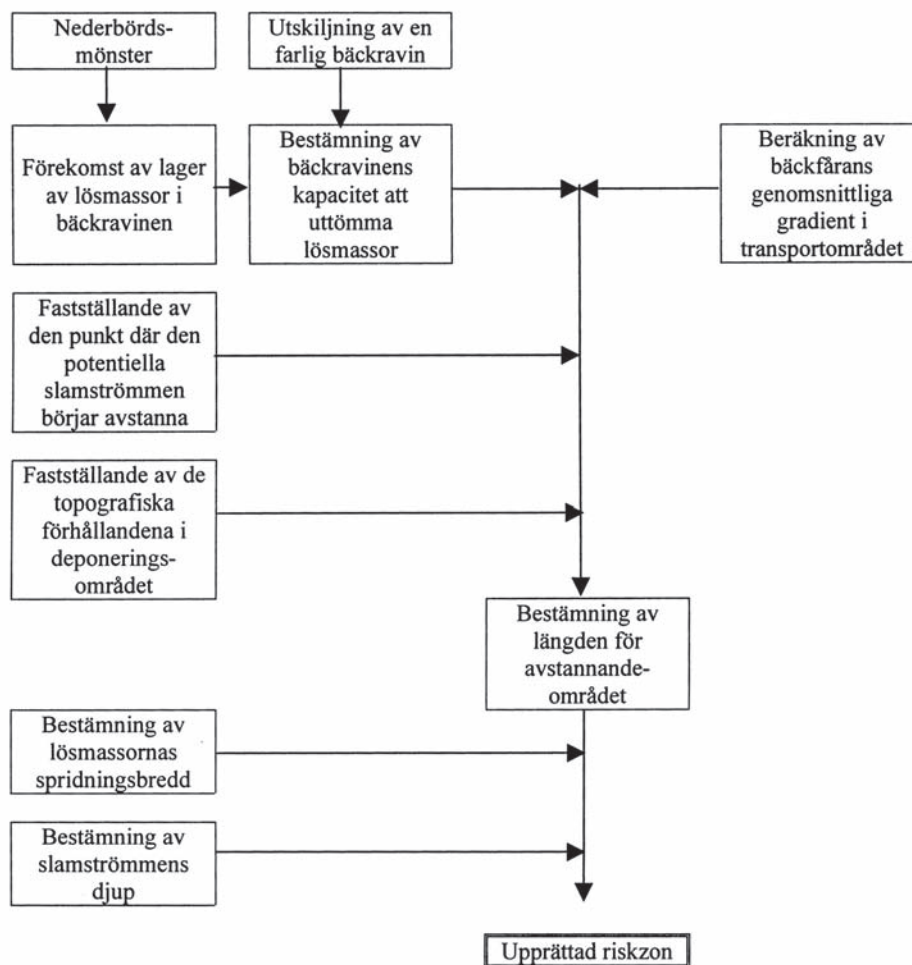
⁸⁾ Gradienten I anger lutningsförhållandet, dvs $I = \frac{\text{Fallhöjd}}{\text{Horisontell sträcka}}$

$$B_a = \sqrt{\frac{3V_s}{L}} \quad (5.4)$$

där B_a = slamströmmens spridningsbredd [m]

Observera att i Ekv. 5.4 ingår L i nämnaren. Detta innebär att i ju högre grad L är beräknat på den säkra sidan, desto mera på den osäkra sidan blir beräkningen av B_a . För konstruktion av riskzoner är det lämpligt att bedöma spridningsbreddens storlek med stöd av det s k spridningsförhållandet, dvs lösmassornas maximala bredd inom deponeringsområdet dividerat med jordlavinens bredd inom transportzonen. I Japan är 5 det vanligaste värdet på spridningsförhållandet, medan värdet 10 inte överskrids i 80 % av fallen. Ikeya (1989) föreslår därför 10 som lämpligt värde på spridningsförhållandet vid konstruktion av riskzoner.

Metoden enligt Ikeya (1989) för upprättande av riskzoner baserat på prognosticerat deponeringsområde har sammanfattats i figur 5.2.



Figur 5.2 Sammanfattning av den japanska metoden för upprättande av riskzoner för slamströmmar (efter Ikeya, 1989).

Ikeyas (1989) modell är användbar för avrinningsområden med arealer från 0,5 till 5 km² vilket gör den lämpad även för många svenska avrinningsområden. De parametrar som används är *avrinningsområdets storlek* och det *maximala vattenflödet* i vattendragen. Den totala mängden jordmaterial (V_s) uttrycks enligt Ikeya som:

$$V_s = 18\,000 \cdot \sqrt{A \cdot Q_{\max}} \quad [\text{m}^3] \quad (5.5)$$

där A = avrinningsområdets storlek [km²]
 n_{\max} = maximalt vattenflöde [m³/s]

Avrinningsområdets storlek, A , skall härvid vara beräknat på det område där strömfårens lutning är större än 10°.

5.3 Exempel från USA

US Geologic Survey har utvecklat prognoskartor i San Fransico-regionen som visar var slamströmmar kan förekomma.

USGS har använt följande kriterier för kartering av slamströmmars initieringsområden (Ellen et al, 1997).

- Marklutning $\geq 20^\circ$
- Markytans krökning $1/r \leq 0,01$, där r = vertikalradie och positiva värden gäller för uppåt konvexa ytor. Vid svackor blir krökningstalet negativt.

5.4 Exempel – Åre, Mörviksåns avrinningsområde

Bland annat Mörviksåns avrinningsområde har beräknats enligt såväl den österrikiska som den japanska modellen av Bertilsson och Persson (1995), varifrån nedanstående text är hämtad.

Beräkning enligt den österrikiska modellen, Hampel (1980)

Parametrarnas relativa betydelse

Vissa parametrar i Hampels formel är svåra att fastställa, andra svåra att bedöma huruvida de gäller för svenska förhållanden. De nedan beskrivna parametrarna är de som visat störst känslighet för förändringar. Vid beräkningen har därför olika värden på dessa parametrar använts.

- Parametern I , *lutningen på alluvialkonen*, är svår att bedöma, då det är svårt att avgöra var exakt den börjar. Bedömningen av alluvialkonens lutning försvåras även av den relativt täta bebyggelsen i Åre centrum. Parametern alluvialkonens lutning är mycket känslig; en enda procentens ändring medför stora resultat skillnader.
- Modellen är också relativt känslig för förändringar i parametern P_{100} , *nederbörds mängden*. Medelnederbörds mängden för Centralalperna och Jämtland må vara lika, men det kan finnas andra klimatologiska faktorer som spelar in. Om varaktigheten blir längre än den man använt i beräkningen, eller om ett nytt regn faller på redan mättad jord blir nederbörds mängden större och kan bidra till skredinitiering.
- Modellen är även känslig för förändring av parametern c , *abrasionskoefficienten*. Denna parameter är empiriskt framtagen för österrikiska förhållanden och svår att förändra till svenska förhållanden.

Vid tillämpning av Hampels ekv 5.1 har Bertilsson och Persson (1995) använt följande värden:

Avrinningsområdets yta, A , är beräknat till 4,40 km² och 100-årsregn med 24 h varaktighet, P_{100} , är 88,1 mm (Wilén, 1993). Höjd över havet för vattendragets utflöde i alluvialkonen, a_d , har bedömts vara 420 m. Taget jordprov visar på en sandig grusig morän med medelkornstorleken 0,002 m, vilket använts som värde på medelkornstorleken i konens depositionsarea. Lutningen på alluvialkonen, I , bedöms vara mellan 6 % och 8 %. Longitudinell distans för botten transport, a , är beräknades till 1,7 km. Abrasionskoefficienten, c , sattes till 0,72 eftersom området har kalkhaltig men komplex berggrund. Eftersom denna parameter är relativt känslig har även en beräkning gjorts med det värde på abrasionskoefficienten ($c = 0,80$) som används för kalkberggrund i Österrike (Hampel, 1980).

På grund av den stora känslighet parameter I uppvisar, har beräkningar gjorts för de procentsatser inom det intervall som bedöms vara det mest troliga. Likaså har beräkningar för skilda abrasionskoefficienter gjorts (se Tabell 5.2).

Modifiering med hänsyn till markens vattenmättnadsgrad

De olika delresultaten varierar inom vida gränser på grund av modellens känslighet samt den osäkerhet som ligger i svårigheten att anpassa parametrarna till de förhållanden som råder i Åredalen. Hampels modell baseras på det 100-årsregn som har en varaktighet på 24 timmar. Många skred tycks dock inträffa då redan mättad jord utsätts för ytterligare regn med någon dags uppehåll och ringa möjlighet för upptorkning mellan regnen. Snösmältningen kan dessutom generera betydliga mängder under längre tidsperiod än ett dygn. Man har därför även räknat på ett 100-årsregn med fyra dygns varaktighet, varvid en maximal mängd på 130 mm erhålls (se Tabell 5.2).

Tabell 5.2 Beräknad mängd eroderat material enligt Hampels modell (1980) vid två olika nederbörds mängder i Mörviksåns avrinningsområde vid olika värden på parametrarna I och c , Bertilsson och Persson (1995).

I (Alluvialkonens lutning)	P_{100} (100-årsregn)			
	88,1 mm		130 mm	
	c (Abrationskoefficient)			
	0,72	0,80	0,72	0,80
6 %	18 700 m ³	15 700 m ³	27 600 m ³	23 100 m ³
7 %	27 000 m ³	22 600 m ³	39 900 m ³	33 400 m ³
8 %	37 200 m ³	31 100 m ³	54 900 m ³	45 900 m ³

Beräkning enligt den japanska modellen, Ikeya (1989)

Ca 76 % av strömfårorna i Mörviksåns avrinningsområde har en lutning som övergår 10° . Den del av avrinningsområdets storlek som används i beräkningen är proportionell mot den andel av vattendragen som har en lutning större än 10° . Maximala vattenflödet (n_{max}) gäller för 10-årsregn och för 100-årsregn för Mörviksån. Med detta menas medelnederbördsintensiteten under en viss koncentrationstid med en återkomsttid på 10 år respektive 100 år.

De uppgifter avseende avrinningförhållandena, som använts i Bertilsson och Perssons (1995) beräkningar är baserade på det arbete som utförts av Wilén et al (1993):

Mörviksåns avrinningsområde är därvid beräknat till ca 4,40 km². Den del av denna yta som används med hänsyn till strömfårornas lutning är 3,34 km². Maximala vattenflöden (n_{max}) beräknades för två olika avrinningskoefficienter⁹⁾: $k = 0,35$ respektive $k = 0,5$. K -värdet 0,35 har där bedömts vara ett rimligt medelvärde för överslagsberäkningar av n_{max} avseende Åredalens avrinningsområden. Vissa delområden kan dock ha en högre avrinningskoefficient på grund av mindre vegetations-täcke eller mer omfattande dikning. I dessa fall har k -värdet satts till 0,5. Man valde att använda båda k -värdena i beräkningarna. Av tabell 5.3 framgår volymen på de sedimentmassor, V_S , som beräknade enligt Ikeyas modell (1989) för ett 10-årsregn respektive 100-årsregn med tillhörande beräknade vattenflöden, n_{max} .

⁹⁾ Avrinningskoefficienten anger den andelen av nederbörden som avrinner på markytan (dvs den del av nederbörden som inte avdunstar, infiltrerar till grundvattenmagasinet eller suggs upp av växternas rötter).

Vid tillämpning av Ikeyas modell är avrinningsområdets hela area medräknad i de resultat som erhålls vid beräkningarna, oberoende av om marken är jordtäckt eller inte. Bertilsson och Persson (1995) har därför modifierat modellen genom att i beräkningen endast ta med den del av avrinningsområdet som är jordtäckt. Av Mörviksåns avrinningsområde är 63 % klassat som berg. Vid denna modifiering har de ursprungliga beräknade volymmässorna minskats proportionellt till dessa procentsatser, se Tabell 5.3. (Flera modifieringar gjordes, men dessa redovisas inte här.)

Beräkningarna är utförda för två olika avrinningskoefficienter, k , Bertilsson och Persson (1995)

Tabell 5-3 Uppskattade totala volymer sedimentmassor, V_s , beräknade enligt Ikeyas modell (1989) för ett 10-årsregn respektive 100-årsregn med tillhörande beräknade vattenflöden, Q_{max} .

1) Användning av Ikeyas metod i omodifierat skick

k-värde	10-årsregn		100-årsregn	
	Q_{max}	V_s	Q_{max}	V_s
0,35	1,711 m ³ /s	40 000 m ³	2,420 m ³ /s	51 200 m ³
0,5	2,444 m ³ /s	51 400 m ³	3,457 m ³ /s	61 200 m ³

2) Användning av Ikeyas metod efter modifiering med hänsyn tagen till att inte hela avrinningsområdet är täckt med jordlager – andel täckt yta: 63%

k-värde	10-årsregn		100-årsregn	
	Q_{max}	V_s	Q_{max}	V_s
0,35	1,711 m ³ /s	14 800 m ³	2,420 m ³ /s	18 900 m ³
0,5	2,444 m ³ /s	19 000 m ³	3,457 m ³ /s	22 600 m ³

Flera modifieringar gjordes men redovisas inte här.

Slutlig uppskattning

De resultat som erhöles med beräkning enligt Hampels respektive Ikeyas modeller varierade inom vida gränser trots att modifieringar utfördes som en anpassning till förhållandena i Åre.

6 Litteratur

- Aulitzky, H. (1989).** The debris flows of Austria, Bulletin of the International Association of Engineering Society, N° 40, Paris.
- Berg, K. (1984).** Permeability, Infiltration and runoff connected with shallow landslides on steep till slopes, Rapid mass movements in soils – slides, falls, flows, creeps, the Uppsala Symposium 1980, Striae, Volume 19, Societas Upsaliensis pro geologia quarternaria, Uppsala, 1984, ISBN 91-7388-037-X, ISSN 0345-0074, p 55-58.
- Berg och jord (1994).** Sveriges Nationalatlas, LMV, SSAG, SCB, Curt Fredén Red., Sveriges Geologiska Undersökning, ISBN 91-7024-896-6, s. 105-106.
- Bertilsson, Å. & Persson, B. (1995).** Erosionsrisker i Åre - Duved området, Examensarbete, Avdelningen för mark- och vattenresurser, Institutionen för anläggning och miljö, Kungliga Tekniska Högskolan, Examensarbetesserie 1995:9, Stockholm.
- Bishop, D.M & Stevens, M.E. (1964).** Landslides on logged areas in Southeast Alaska. U.S. Forest Serv. Res. NOR-1.
- Blikra, L.H., Hole, P.A. & Rye, N. (1989).** Skred i Norge, Hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, Indre Nordfjord, Norges Geotekniske Undersøkelse, Skrifter 92, ISBN 82-7385-053-6, ISBN 0337-8894, Trondheim.
- Bonnet-Staub, I. (1999).** Debris flow hazard assessment and triggering conditions of debris flows, Geo '99, Geologiske forskardagar, Stockholm 2-3 december 1999, Byggeforskningsrådet och SGI, s. 60-65.
- Chandler, R., J. (1984).** Recent European experience of landslides in over-consolidated clays and soft rock, 4th international symposium on landslides, Toronto, Proceedings, Vol. 1, s. 61-81.
- Costa, J.E. (1984).** Physical geomorphology of debris flows. In Costa, J.E. & Fleischer, P.J. (eds) Development and applications of geomorphology. Springer-Verlag, 268-317.
- Dahl, R., Berg, K. & Nålsund, R. (1981).** Stabilitetsforholdene i skråninger med morene og lignende jordar. Rep 17, Geol. Inst., NTH, Trondheim, 1981.
- Dahl, R. (1984).** The stability conditions in slopes with till and similar material, Rapid mass movements in soils – slides, falls, flows, creeps, the Uppsala Symposium 1980, Striae, Volume 19, Societas Upsaliensis pro geologia quarternaria, Uppsala, 1984, ISBN 91-7388-037-X, ISSN 0345-0074, p 49-54.

- Ellen, S.D., Mark, R.K., Wieczorec, G.F., Wentworth, C.M., Ramsey, D.R. & May, T.E. (1997).** Map of debris flow source areas in the San Francisco Bay Region, California. U.S. Geological Survey Open-File Report 97-745E.
- Fallsvik, J., Ottosson, E., Rundström, H., Sällfors, G. & Viberg, L. (1996).** Översiktlig kartering av stabilitetsförhållandena i bebyggda områden, Anbudsunderlag, SGI Varia 449, Linköping, 8 s., 6 bilagor.
- Geomorfologiska kartbladet 28G Virihaure, SNV PM 679 (1975).** Beskrivning och naturvärdesbedömning, Melander, O., Statens Naturvårdsverk.
- Hampel, R. (1969).** Geschiebetrieb und Ausgleichgefälle in Wildbächen, Wildbach und Lawinenverbau 33, 2. H., pp. 75-123.
- Hampel, R. (1980).** Grundlagen für Gefahrenzonen in Wildbächen, Interpraevent, 1980/1984, pp 83-91.
- Hartlén, J. (1974).** Skånska moränlerors hållfasthets- och bärighets-egenskaper, Akademisk avhandling, Chalmers Tekniska Högskola, Institutionen för geoteknik och grundläggning, Göteborg.
- Hartlén, J. (1978).** Kompendium i Geoteknik för Geoteknik AK, Tekniska Högskolan i Lund, s. 124-126.
- Hjulström, F. (1935).** Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris, s. 221-527, Meddelanden från Uppsala universitets geografiska institution., Ser. A; 10, Uppsala, 1935, Särtryck ur: Bulletin of the Geological Institute of Uppsala, Vol. XXV.
- Hochwasser und Lawinenschutz in Tirol (1975).** Anlässlich des internationalen Symposions "Interpraevent 1975", Land Tirol, Innsbruck, s. 291, 409.
- Ikeya, H. (1989).** Debris flow and its countermeasures in Japan, Bulletin of the International Association of Engineering Geology, No. 40, Paris.
- Larsson, R. (1989).** Jords egenskaper, SGI Information 1, 3:e utgåvan, Statens geotekniska institut, ISSN 0281-7578, Linköping, s. 41-42.
- Larsson, R. (2000).** Lermorän, Förekomst och speciella geotekniska egenskaper, En litteraturstudie.
- Lindquist, H. (1998).** Syslebäck – Matteus 7:26, Grundläggningdagen 98, Godbitar från grunden, SGF - Svenska Geotekniska Föreningen, s. 127-144.
- Lundqvist, J. (1958).** Jordartskarta över Värmlands län med beskrivning, Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca Nr 38, Stockholm, Norra bladet, Beskrivningen s. 205-210.
- Lundqvist, J. (1969).** Jordartskarta över Jämtlands län med beskrivning, Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca Nr 45, Stockholm, Norra mellersta bladet.

- Nyberg, R. (1985).** Debris flows and slush avalanches in northern Swedish Lappland, Distribution and geomorphological significance, Akademisk avhandling, Meddelanden från Lunds Universitets Geografiska Institution Avhandlingar XCVII, ISBN 91-7222-976-4, (uppg. om Söderåsen s. 39).
- Ploner, A. & Sönser, Th. (1999).** Natural Hazard Zoning as an important basement of the evaluation of forest protection functions in Austria, Austrian Service for Torrent, Erosion and Avalanche Control, Tyrol, Conference internationale sur les risques naturels en montagne, Grenoble, France, April 12-13-14, 1999.
- Rapp, A., (1984).** Nivation hollows and glacial cirques in Söderåsen, Scania, South Sweden, Geografiska Analer, 66A (1-2), s 11-28.
- Rapp, A. & Nyberg, R. (1981).** Alpine debris flows in northern Scandinavia. Morphology and dating by lichenometry. Geografiska Annaler 63A 3-4, s. 183-196.
- Rapp, A., Jonasson, C. & Nyberg, R. (1977).** Extrema sommarregn med översvämningar och jordskred. Ett utslag av klimatförändring i Norden efter 1950-talet?, Svensk Geografisk Årsbok, vol. 73, Lund, pp 67-79.
- Sandersen, F. (1988).** Faktorer som har betydning for utløsning og rekkevidde av flomskred og mulige sikringsmetoder, Rapport, Norges Geotekniske Institutt, 58300-8, 50 s.
- Sandersen, F. (1998).** Flomskred og jordskred (5), Kursdagene '98, Norske Sivilingeniørers Forening, 85901020.
- Sidle, R. C., & Swanston, D. N. (1982).** Analysis of a small debris slide in coastal Alaska, Canadian Geotechnical Journal, Vol. 19, s. 167-174.
- Skredhemsidan (1999).** Hemsida för ras och skred upprättad av Räddningsverket, Statens geotekniske institutt och Sveriges Geologiska Undersökning.
- Skredkommissionen (1995).** Anvisningar för släntstabilitetsutredningar, Rapport 3:95, Linköping, s. 7.25.
- Sundborg, Å. (1963).** Naturgeografi, En vetenskap under nyorientering, Särtryck ur Svensk Naturvetenskap 1963, Uppsala Universitet, Naturgeografiska Institutionen.
- Sällfors, G. (1984).** Handbok för beräkning av slänters stabilitet. Rapport R53:1984. Bygghörskningsrådet.
- Treanter, N., (1998).** Tackling till, referat av föredrag vid BGS/Engineering Group of the Geological Society meeting "Glacial geology in engineering", Ref. Milner-Smith, J., Ground Engineering April 1998, s. 32-34.
- University of Washington (1999).** The Soil Liquefaction Web Site, <http://www.ce.washington.edu/~liquefaction/html/main.html>.
- VanDine, D. F. (1985).** Debris flows and debris torrents in the Southern Canadian Cordillera, Canadian Geotechnical Journal, Vol. 22, s. 44-68.

Wilén, P., Anderberg, J. & Eurenus, E. (1993). Avrinning och erosion i Åredalen, Slutrapport, red. Wilén, P., VBB VIAK, Geo Information Consult AB, Östersund.

Wilén, P. Andersson, L., Engdahl, M., Espell, W., Fallsvik, J., Göransson, B., Knutz, Å., Nålsund, R. & Åkerström, L. (2000). Studieresa till Tyrolen, september 1999, Reseberättelse, Erosion, ras, slamströmmar samt förebyggande åtgärder, Red. Wilén, P., SwedPower, Ludvika.

Öberg, A.-L. (1987). Matrix suction in silt and sand slopes, Significance and practical use in stability analysis, Chalmers Tekniska Högskola, Institutionen för geoteknik, Akademisk avhandling, ISBN 91-7197-442-3.

Bilagor

Morän

Jordartsbeskrivning

Morän är den jordart som avlagrats direkt av landisen. Den är en osorterad eller ofullständigt sorterad jordart som bildades när inlandsisen tog upp och bröt loss delar från berggrunden, och krossade och blandade materialet med äldre jordarter (Berg och Jord, 1994). Begreppet morän definieras genom att jordarten har bildats på detta sätt.

Morän täcker 75 % av Sveriges markyta. Ofta ligger moränen direkt på berggrunden och följer i stort dess ytformer. Vanligt är också att moränen bildar egna ytformer.

Morän består av varierande mängder block, sten, grus, sand, silt och ler. Skikt av t ex grus, sand och silt kan förekomma i moränen. Kornstorleksfördelningen och blockhalten i morän varierar beroende på bl a vilka bergarter som ingår, transportsträckan och eventuell inblandning av äldre sediment.

Moränens sammansättning varierar avsevärt mellan olika regioner men även lokalt mellan olika platser. Variationen beror på de lokala förhållanden som rådde när inlandsisen avsatte moränen och på egenskaperna hos den berggrund från vilken landisen hade brutit moränen (dvs ursprungsbergarten). Den stora variationen medför att man måste vara mycket försiktig när man överför erfarenheter från en individuell slänt till en annan, Chandler (1984).

Exempel på slänter i morän

Sysslebäck

Sysslebäck är beläget i norra Klarälvsdalen ca 20 mil norr om Karlstad och ca 4 mil söder om norska gränsen.

Topografi

Norra Värmland kännetecknas av relativt jämna områden på nivåer mellan 300 och 500 m ö h, (Lundqvist, 1958). Över dessa områden höjer sig större massiv med storkuperade ytor. Topparna når närmare 700 m ö h.

Av större vattendrag märks främst Klarälven, som följer en sprickdal i nordväst-sydöstlig riktning. Sprickdalen skär som en djup kanjon genom den omgivande högre terrängen. Höjdskillnaderna mellan älvdalen och omgivande höglänt terräng är betydande.

Vid Sysseleback flyter Klarälven fram på nivån ca 150 m ö h medan Barbergets topp ca 2 km öster om samhället ligger på nivån 600 m ö h. Enligt jordartskartan är i stort sett hela området täckt av morän. Höjdskillnaden blir för denna långsträckt moränslänt således 350 m och den genomsnittliga släntlutningen ca 10°. Släntlutningen varierar dock, och närmast dalen är slänten betydligt brantare – mellan 25 och 30°. Lokalt förekommer lutningar på upp till 45°, (Lindquist, 1998).

Avrinningsförhållanden

Studium av topografiska kartan över området visar att i de åar och bäckar, som utgör tillflöden till Klarälven, är sjöandelen liten och större sjöar saknas. Detta innebär att den magasinande effekten är liten, och vid hög nederbörd eller snabb snösmältning blir därför avrinningsförloppet intensivt men kortvarigt.

Omfattande skogsbruk med tunga maskiner pågår ständigt i området. Kalaverkning sker dels på de branta sluttningarna ovanför samhället, dels uppe på höjdområdena. I samband med avverkningarna har permanenta skogsbilvägar och traktorvägar anlagts i skogen. Skogsdiken som tidigare var för sig har följt naturliga svackor i naturen har sammanförts till vägtrummor under skogsbilvägarna, (Lindquist, 1998). Detta medför att vattnet koncentreras längs vissa vattendrag så att dessa får ökad vattenföring i förhållande till den naturliga, medan andra vattendrag får minskad vattenföring eller tidvis torrläggs.

Moränens karaktär

I norra Värmland följer moräntäckets ytform i regel underlagets former, (Lundqvist, 1958). I Klarälvsdalen är i regel moränen storblockig och blockrik. Högre upp på dalsidorna, där moränen ofta är starkt försumpad, är såväl blockhalt som blockstorlek mindre. Vid Sysseleback är dalsidorna täckta med sandig siltig morän (Lindquist, 1998).

Exempel på ett moränskred i Sysseleback

Under tre dagar med början den 7 maj 1997 föll ca 150 mm regn i området från Munkfors och Sunne i söder till Sysseleback i norra Värmland. Regnen kom med en sydostlig luftström med orografisk förstärkning. Tjälén låg ännu kvar i jorden på skogshöjderna, som har stora kalhyggen och många skogsbilvägar, vilka förstärkte effekten av avrinning och erosion. Den 7 maj föll i vissa områden över 100 mm regn och det var då som de flesta jordskred, ravinerosion och skador på vägar inträffade under pågående regn. Senare kulminerade översvämningar av mindre vattendrag och långsamma markförskjutningar i branta slänter, till och med under gammal granskog varvid glidande träd fick avverkas för att de inte skulle riva ned kraftledning (Rapp et al, 1997).

I början av maj 1997 föll under 5 dygn ca 200 mm regn i norra och mellersta Värmland. Vattenmängderna medförde översvämningar, skred, ras och



*Figur B1.1 Moränskred i Sysseleback, Värmland (Tutstad 1:59).
Foto: Jan Fallsvik, SGI.*

jordflytningar i en onormal omfattning för området, (Lindquist, 1998). Samtliga vattendrag ned mot samhället blev överfyllda. Vattnet strilade okontrollerat ut över sluttningarna.

Den 8 maj 1997 skedde de första jordrörelserna längs en brant moränsluttning ned mot en bostadsfastighet i Sysseleback (Tutstad 1:59). En moränmassa med en areal av ca 450 m² och ett djup av ca 1 m släppte i sluttningen. I början av rörelsen var sannolikt moränmassan sammanhängande. På grund av hög vattenhalt i moränen blev jordmassan under rörelsen ned mot släntfot helt flytande. Från släntfot flöt skredmassorna horisontellt 30–35 m ut över Riksväg 62 och spärade denna helt. Ett större antal block (0,5–1 kubikmeter) i moränen följde med flytrörelsen ca 25 m. Ett bostadshus skadades av skredmassorna och revs senare, (Lindquist, 1998).

De stora regnmängderna samtidigt som marken var tjälad inom huvuddelen av nederbördsområdet medförde att ytvattenavrinningen fick ett mycket snabbt förlopp. Även de omfattande kalhyggena bidrog i stor utsträckning till att ytterligare öka avrinningshastigheten mot dalgången.

Jordmassan i sluttningen utgjordes i huvudsak av en siltig sandig morän. Släntlutningen i skredområdet har uppmätts till mellan 25 och 30°. Denna lutning fortsätter uppåt i sluttningen ca 150 m, varefter lutningen avtar till mellan 10 och 15°.

Hela sluttningen är kalhuggen. Cirka 50 m ovanför skredområdet korsas kalhygget av en traktorväg. En bäck, som normalt har sin fåra i södra delen av den kalhuggna sluttningen, hade svämmat över, och en del av vattnet leddes via den korsande traktorvägens körspår ut på kalhygget och vidare ned över sluttningen. Påspädningen av detta vatten var sannolikt orsaken till utlösningen av skredet. Vid kontroll av skredområdet två dygn senare konstaterades att jorden var tjälad ca 10 cm under skredets bottenyta.

Åre

Skred och översvämningar på grund av jorderosion är en ständigt återkommande företeelse i Åredalens fjällsluttningar. På grund av den ökade exploateringen av Åre/Duved som vintersportområde, har konsekvenserna för bebyggelsen i området ökat och problemet aktualiserats, (Wilén et al, 1993).

I centrala Jämtland är moränen i många fall mer eller mindre starkt lerig. På många platser förekommer lermorän som ofta har en benägenhet för ravinbildning.

Ett mäktigt ravinsystem är utbildat längs Märviksån mellan Mörvikshummeln och Tottvikshummeln vid Åre. Omgivningarna består av lerig, siltig morän.

I samband med riklig nederbörd inträffade den 12 september 1988 två moränskred uppe på sluttningen. Cirka 700 m³ jord flöt ut på väg E75 och fortsatte längre ner i samhället. Bland annat skars några mindre vägar av, erosion uppkom vid en järnvägsbank och några källare vattenfylldes.

Vid häftiga regn är inte de naturliga vattenvägarna på bergsluttningen ner mot Åresjön tillräckliga, utan vattnet söker sig nya vägar. En hypotes är att skreden kan ha berott på ökad avrinning till följd av utbyggnaden av Åres skidsystem med nyanlagda pister och transportvägar. Det skulle således vara människans inverkan på terrängen som orsakat skreden, (Skredhemsidan, 1999).

Erosion och materialtransport i Åredalens avrinningsområden beror i huvudsak på de naturliga klimatologiska, morfologiska och geologiska förhållanden som råder, men följdteffekterna förstärks av de mänskliga ingrepp som utförts i fjällsluttningarna, (Wilén et al, 1993).

Stor nederbördsintensitet, brant topografi och erosionsbenägna jordarter medför en stor momentan avrinning och en omfattande transport av jordmaterial. Diken och vegetationsbefriade ytor, t ex skidpister, ökar och påskyndar ytavrinningen, vilket leder till än högre momentana bäckflöden. Bäcker och trummor sätter därmed lättare igen, vilket medför fördämningar som leder till översvämningar, ökad erosion och stor materialtransport nedströms. När dessa översvämningsskeden leds till dagvattennäten så räcker kapaciteten i de normala dagvattensystemen i Åre/Duved området inte till, (Wilén et al, 1993).

Geomorfologiska kartblad

Texten i följande avsnitt utgör ett referat från beskrivningen till Geomorfologiska kartbladet 28G Virihaure, SNV PM 679 (1975).

De geomorfologiska kartbladens syfte

Geomorfologiska kartors uppgift är att redovisa de olika problemkomplex som studeras inom geomorfologin. Dessa kartor utgör därför en stor och heterogen grupp, vars innehåll och utformning kan variera med kartskala och karteringssyfte. Generellt kan man säga att geomorfologiska kartor beskriver jordytans relief och redovisar dess skilda landformer. Man vill i den redovisningen om möjligt även ge upplysning om landformens:

- utseende och form
- storlek och lutningsförhållanden
- uppkomstsätt
- ålder (uppkomsttid)
- uppbyggnadsmaterial och underlag

Statens naturvårdsverk har gett ut en serie geomorfologiska kartblad över delar av den svenska fjällkedjan i skala 1:250 000. Till varje kartblad hör en relativt omfattande beskrivning.

Karteringen har väsentligen baserats på flygbildstolkning med fältkontroller. Markområden utan klara geomorfologiska indikationer har lämnats vita. Den alldeles övervägande delen av dessa vitmarkerade markområden utgörs av ett odifferentierat moräntäcke. I de vita ytorna ingår emellertid också myrmarkerna, vilka dock på ett fullt tillfredsställande sätt redovisas på de nya topografiska kartorna.

I beskrivningen ingår en allmän orientering om innebörden av aktuella geomorfologiska grundbegrepp och en redogörelse för landskaps- och terrängformsutvecklingen inom kartbladsområdet. Beskrivningen avslutas med en värderingsdel, som i olika steg för fram till en i planerings-sammanhang lättillgänglig presentation.

På kartbladen angivna former bildade genom sluttningprocesser

På sluttningar finns ett flertal former, som bildas genom tyngdkraftens inverkan på lösmaterialet, inte sällan i kombination med tjälning eller vattentransport. De sluttningsformer som urskilts vid den geomorfologiska karteringen är rasrännor, lavinblocktungor, talus, slamströmmar, protalusvallar, skred och raviner. Dessa former började bildas i och med att inlandsisen försvann, och fortsätter alltjämt att bildas.

När block och stenar genom vittring, t ex frostsprängning, bryts loss från branta bergssidor kan de falla ned och samlas i stora blockkägglor, *talus*, som täcker sluttningens nedre delar. Här och var ger berggrundens struktur särskilt goda angreppspunkter för vittring och ras. Material lossnar då upprepade gånger på samma ställe och det faller ned i bestämda stråk. Efter hand bildas s k *rasrännor*, som styr mer och mer material till sig.

Vid snösmältning eller häftigt regnväder kan det inträffa att vatten börjar rinna nedför en sluttning, där normalt inga vattendrag går, och därvid drar med sig delar av det vattenmättade underlaget. Det bildas en grötliknande massa som flyter ned över sluttningen i en s k *slamström* (eng mudflow). Den lämnar efter sig en karakteristisk fåra ofta med låga sidovallar.

Raviner i vidsträckt bemärkelse är skarpt V-formade dalar, normalt utan vattendrag. De bildas genom kombinationer av jordflytning och avspolningsprocesser. Raviner har inget egentligt avrinningsområde, utan är isolerade företeelser knutna till sluttningen. I branta sluttningar, täckta med lösa jordarter, uppträder de som korta fåror utan vegetation, vilket visar att recenta avspolningsprocesser är verksamma.

Räddningsverket, 651 80 Karlstad
Telefon 054-13 50 00, fax 054-13 56 00. www.raddningsverket.se

ISBN 978-91-7253-384-4